LEO OGNIBEN

Istituto di Geologia dell'Università di Catania

SCHEMA GEOLOGICO DELLA CALABRIA IN BASE AI DATI ODIERNI

Vengono riassunte le conoscenze sulla Calabria disponibili nella letteratura da CORTESE (1895) a tutto il 1972. Su queste basi viene discusso e delineato uno schema che si collega con quello della Sicilia NE (OGNIBEN, 1960) e con quello del confine calabro-lucano (OGNIBEN, 1969).

I terreni più profondi risultano essere quelli del *Complesso Panormide*, o Appennino calcareo meridionale, presenti nelle finestre della Catena Costiera dal Nord fino a Nicastro. Su di esso si stendono filladi con ofioliti, calcari e radiolariti, attribuite al *Complesso Liguride* ed affioranti da Spezzano Albanese lungo la Valle del Crati e la Catena Costiera fin nella Sila Piccola, terminando a Màida nella stretta di Catanzaro. Al di sopra ancora si hanno i terreni cristallini del *Complesso Calabride* suddivisi in almeno quattro unità, contraddistinte rispettivamente dal Mesozoico-Paleogene di Rossano-Taormina, da quello di Tiriolo-Stilo-Forza d'Agrò-Novara di Sicilia, dagli « scisti bianchi » ed infine dai terreni ad alto grado metamorfico della formazione kinzigitica.

Nel versante ionico trasgrediscono sulle falde calabridi i terreni, molassici alla base e fliscioidi verso l'alto, del « flysch tardiorogeno calabride » di età oligocenico-inframiocenica. Su di esso poggiano le argille variegate ed i blocchi di arenarie numìdiche del *Complesso Antisicilide*, sormontati dall'infra-mediomiocenico Calcare a Briozoi. Fino a questa formazione compresa, tutti i terreni ora elencati risultano in posizione alloctona, che si rende evidente all'altezza delle loro prosecuzioni assiali nella Sicilia NE ed in Lucania.

Segue il *Complesso Postorogeno* nella tipica successione di Molassa a Clipeastri, argille marnose a *Globorotalia menardii*, Serie Solfifera, marne e conglomerati infrapliocenici, ciclo mediopliocenico, ciclo suprapliocenico-infrapleistocenico. Il Complesso Postorogeno è caratterizzato dalla trasgressività sui complessi precedenti, dalla bilateralità di vergenze tettoniche ai due lati di una zona mediana, dalla registrazione del sollevamento isostatico nelle strutture dei propri sedimenti, dallo stabilirsi di una paleogeografia simile all'attuale solo dopo il sollevamento della grande superficie di spianamento e di colmata del Pleistocene inferiore.

Entro i livelli messiniani del Complesso Postorogeno sono intercalate le unità del *Complesso Crotonide* costituite da argille variegate sicilidi e da una successione (Falda di Cariati) analoga a quella del Flysch di Gorgoglione — Molassa a Clipeastri — Argille marnose tortoniane. Questo complesso va distinto in quanto caratterizzato da trasporti orogenici da E verso W, accompagnati da analogo senso dei trasporti sedimentari messiniani, così da attestare per questo periodo una particolare situazione paleogeografica forse attribuibile anche solamente all'abbassamento del livello del mare, seguito dalla trasgressione anormale del Pliocene inferiore.

Dal punto di vista tettonico si conclude per una fase eocenico-oligocenica di ricoprimenti intracalabridi; per una fase inframiocenica dell'antiricoprimento (verso l'interno al contrario della vergenza generale) del Complesso Antisicilide; per una fase di ricoprimento del Complesso Calabride su quello Liguride intermedia fra le due precedenti; per una fase tardo-inframiocenica di ricoprimento dell'insieme Liguride-Calabride sul Complesso Panormide; per una fase alla fine dell'Elveziano di trasporto di tutto l'edificio a falde sopra gli autoctoni terreni della fossa miogeosinclinalica, conosciuti come Complesso Basale solo in Lucania ed in Sicilia. La vergenza del corrugamento nel suo assieme è dall'area oceanica tirrenica a quella continentale ionica.

Il metamorfismo a glaucofane dei terreni liguridi viene tentativamente attribuito ad uno stadio iniziale della fase orogenetica di ricoprimento del Complesso Calabride sul Complesso Liguride.

La trasgressione del Complesso Postorogeno sembra risultare di carattere anormale, in quanto provocata dal trasporto orogenico dell'edificio a falde in posizione semisommersa, piuttosto che da subsidenza epirogenica.

L'asse di sollevamento isostatico si disegna già a partire dal Tortoniano lungo la Catena Costiera, non lungo la Sila, e prosegue probabilmente nella zona M. Poro-Gioia Tauro-Palmi-Reggio Calabria, almeno in una prima fase.

Altra trasgressione di carattere anormale per trasporto orogenico sembra risultare quella del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, in quanto dovuta al fenomeno postorogeno di « lateral spreading » dalla zona di sollevamento isostatico verso la Fossa Bradànica, il Mare Jonio e la Fossa Catania-Gela (Falda di Metaponto continua lungo la costa ionica con la siciliana Falda di Gela, v. FINETTI & MORELLI, 1972).

Le grandi faglie calabresi sembrano in massima parte databili dal Pleistocene medio ad oggi, con effetto visibile particolarmente nella dislocazione della terraferma calabrese sollevata per faglia dal lato del Tirreno ed inclinata verso lo Jonio, e nelle dislocazioni dell'allineamento Còmiso-Catania-Messina-Valle del Mèsima, che mostrano forte dislocazione trascorrente sinistra dal Calabriano ad oggi, negli Iblei e nella posizione reciproca degli assi di sollevamento siciliano e calabrese.

L'arco tirreno di sismi profondi sembra rientrare in un quadro generale comprendente una superficiale flessione dell'arco calabrese verso SE collegata con movimenti profondi di compensazione nel mantello terrestre, a loro volta connessi con le manifestazioni magmatiche della piana batiale tirrenica.

Il presente lavoro è stato presentato alla Soc. Geol. Ital. nella seduta del 15 Dic. 1972, ma successivamente è stata ritenuta preferibile per la pubblicazione la presente sede.

INDICE

PREMESSA

A partire dalla fine del 1970 lo scrivente si trovò ad occuparsi della partecipazione italiana al Geodynamics Project, e a trovarsi una volta di più di fronte alla mancanza di una moderna sintesi geologica dell'Italia, nonché alla necessità di porvi rimedio qualora si fosse voluto disporre di linee di orientamento per il programma.

Venne costituito un gruppo di lavoro di specialisti di geologia e geofisica regionali, di numero e qualifiche suggeriti almeno all'origine da criteri di funzionalità, con l'obbiettivo di disegnare ed illustrare un « modello strutturale » dell'area italiana. Con questo termine si intese una messa a punto dei grandi lineamenti geologici e geofisici dell'area stessa, armonizzati in modo da costituire un quadro coerente ma togliendo volutamente enfasi a molti dettagli tutt'altro che sicuri, onde disporre di una valida ipotesi di lavoro per lo studio dell'area italiana del corrugamento alpino-imalaiano, come richiesto dal Geodynamics Project.

I risultati del lavoro del gruppo vengono pubblicati in altra sede. Qui importa rilevare che alla data del 1971 esistevano due vaste regioni d'Italia per le quali la letteratura geologica non forniva ancora un quadro strutturale sufficientemente accettato. La prima era pudicamente ricoperta dal comodo mantello del « flysch », che comprendeva tutto ciò che ad Est dell'Appennino calcareo meridionale dai bordi Est della Maiella e della Meta, dai bordi Nord ed Est del Matese, dal bordo Est dal Taburno e di lì fin verso Laurenzana e Tricarico, va ad immergersi entro il riempimento plio-pleistocenico dell'avanfossa bradànica. La seconda comprendeva tutta la Calabria cristallina, dal troppo ripetuto « hiatus » di Sangineto a Capo dell'Armi. Fra la prima e la seconda delle due zone è collocata l'area del Lagonegrese e del Pollino, di cui di recente ha dato un quadro introduttivo lo scrivente (OGNIBEN, 1969).

Per le due zone vuote di cui sopra la stesura del « modello strutturale » ha costituito un non evitabile obbligo di sintesi geostrutturale dei dati disponibili nella letteratura in base ad orientamenti regionali ricavati dalle aree finitime alquanto meglio conosciute. Per la zona peligno-molisano-beneventano-dauna-lucana questo compito è stato assunto da Livio VEZZANI che su quest'area dispone di estese conoscenze dirette (VEZZANI, 1972 a).

Per la Calabria si stava apparentemente meglio, in quanto un certo lavoro di inquadramento era pur disponibile nelle monografie di CORTESE (1895) e di QUITZOW (1935 a), ed una revisione geologica a grande scala era disponibile nella nuova Carta Geologica al 25.000. Chiunque conosca l'argomento sa però come i due vecchi lavori siano sorpassati sia dal punto di vista stratigrafico che da quello strutturale, pur se possano sempre criticamente ricavarsene utili notizie trattandosi di lavori eseguiti con serietà, in armonia con la loro epoca.

Per tutta la letteratura successiva a QUITZOW (1935 a) rimane la possibilità di ricavare qualche utile dato di carattere petrografico e stratigrafico, ma solo raramente di carattere geostrutturale a livello regionale. Per quanto riguarda la Carta Geologica della Calabria al 25.000, si tratta di una cartografia di dettaglio di grande utilità pratica ai fini stessi di questo lavoro. Dal punto di vista geostrutturale esso non ha però prodotto una sintesi regionale sostanzialmente avanzata e collegabile con i progressi fatti nella conoscenza del resto dell'Appennino, anche perché non ha dato occasione alla fioritura di ricerche e di pubblicazioni cui il rilevamento della nuova Carta Geologica d'Italia al 100.000 ha dato invece luogo per tutto il rimanente della Penisola. Alla data di presentazione di questo lavoro, lo scrivente ha avuto a disposizione

la Relazione Generale (Burton, 1971), mentre non sono ancora disponibili le singole note illustrative menzionate nella Relazione stessa. Tuttavia è evidente che esse non possono dire sostanzialmente di più di quanto già non dicano le singole tavolette al 25.000, e che la sintesi geostrutturale è affidata alla Relazione Generale.

Con questi materiali a disposizione, lo scrivente si è preso nel 1970 la responsabilità di tentare un modello geostrutturale moderno della Calabria, anche per il fatto di essersi già provato in analoghi modelli per la Sicilia nord-orientale (Ogniben, 1960) e per la zona del confine calabro-lucano (Ogniben, 1969). La conoscenza delle aree situate ai due prolungamenti assiali della Calabria e la scarsità di dati direttamente ottenuti sono ottime ragioni, dal punto di vista metodologico, per tentare di rintracciare in Calabria gli stessi elementi strutturali già riconosciuti nella Sicilia nord-orientale e nella zona del confine calabro-lucano. Questo è dichiaratamente l'indirizzo concettuale del presente studio, che già nel titolo denuncia le proprie basi prevalentemente compilative. Lo scrivente ed i suoi collaboratori hanno bensì al loro attivo molto lavoro e molte pubblicazioni sull'area calabrese, ma si è sempre guardato piuttosto alla copertura postorogena, dalla quale necessariamente dovevano muovere i primi passi per un moderno e documentato studio della regione, che non all'ossatura cristallina e mesozoica alla quale occorre arrivare per riconoscere le grandi strutture regionali. Tuttavia il fatto di percorrere insistentemente la Calabria è pur servito a qualcosa anche per la conoscenza dei terreni preorogeni, sebbene ancora pochi siano gli studi ad essi finora specificamente dedicati nell'ambito degli istituti geomineralogici di Catania.

Studio compilativo significa esposizione riassuntiva e valutazione critica della letteratura esistente sulla Calabria, allo scopo di trarne un modello geostrutturale e cioè una ipotesi di lavoro. L'esposizione riassuntiva sarà estesa, e spesso più volte ripresa in ordine ai vari argomenti, e ciò al preciso scopo di carattere generale di mettere in evidenza lo stadio metodologico della scienza geologica. Se è una scienza fisica, ed in quanto analizzi fenomeni fisici per cercarne le cause certamente lo è, da questa rassegna essa appare trovarsi in uno stadio metodologico decisamente arretrato, non ancora quantitativo per la prevalente povertà di standard analitico. Le varie contribuzioni ai singoli argomenti mostrano un procedere eccessivamente erratico ed antieconomico, con troppe affermazioni non motivate, contraddistinte da frequenti virate a 180 gradi e da molti passaggi all'indietro. Il succedersi delle opinioni darà talvolta l'impressione di uno sciocchezzaio a causa dell'eccessiva variabilità e contraddittorietà.

La causa di questo arretrato stadio di sviluppo scientifico sta nelle difficoltà di verifica intrinseche alla geologia. La cosiddetta geologia sperimentale non compie esperimenti, bensì simulazioni su modelli a parametri forzatamente incompleti. Le uniche reali verifiche vengono dalla grande geologia applicata e dalla ricchezza americana. Eppure sono possibili procedimenti quantitativi anche nella ricerca geologica di livello quotidiano, come infatti da varie parti si vede fare e come si è visto anche nel passato, e consistono ad esempio nello studio areale estremamente dettagliato, nello studio stratigrafico totale di sezioni misurate e fittamente campionate, nello studio petrografico ad obbiettivi ben individuati ed inquadrati, nel controllo geofisico e di sottosuolo di sezioni geologiche studiate in superficie in modo umanamente definitivo, nella pubplicazione ampiamente descrittiva delle evidenze analitiche in modo da permetterne la valutazione critica e da contribuire ad un archivio di dati per il futuro, in questo modo facendo cosa ben più definitiva ed umanamente imperitura che non le conclusioni che dai dati stessi avremo potuto effimeramente ricavare.

I MODELLI GEOSTRUTTURALI DELLA PRECEDENTE LETTERATURA

L'autoctonia assoluta di Cortese (1895)

La storia delle conoscenze geostrutturali sulla Calabria può utilmente partire da questo autore, la cui monografia costituisce una summa delle conoscenze precedenti, ed insieme con le altre consimili « Memorie descrittive » costituisce anche un esempio del fatto che l'Italietta di allora aveva la forza di affrontare i problemi scientifici di interesse nazionale con un orientamento di assieme, tenendo presente la necessità di un quadro generale di conoscenza del Paese su cui basare le priorità della politica e dell'economia, come oggi si dovrebbe fare con la « programmazione economica ».

Naturalmente le conclusioni cui poté giungere Cortese sono in armonia con la sua epoca e con il suo orientamento ingegneristico, teso senza tentazioni di ricerca alla conclusiva esecuzione del rilevamento affidatogli secondo direttive teoriche da altri tracciate. Nello stesso tempo le Alpi Occidentali vedevano uomini di altrettanta capacità realiz-

zatrice ma di orientamento più autonomamente critico, e cioè scientifico, svelare i grandi ricoprimenti che costituiscono la struttura essenziale delle catene di corrugamento. Né CORTESE, né gli altri benemeriti rilevatori della vecchia carta geologica, cui dobbiamo una collana di monografie regionali che costituisce un impegno da troppo tempo non più aggiornato, seppero vedere che la Calabria e tutto l'Appennino costituiscono una tipica catena a falde di ricoprimento, ed è inutile nasconderci che questo fatto è all'origine di un lungo provincialismo degli studi geologici italiani.

Si potrebbe a rigore sostenere che CORTESE (1895) non fornisce un quadro geostrutturale quale oggi si intende, in parte per la diversa prospettiva in cui allora veniva visto questo capitolo della geologia, in parte per lodevole ripugnanza all'elaborazione interpretativa dei dati di osservazione. Tuttavia dalla sua monografia il quadro strutturale risulta ben chiaro. Un basamento cristallino comprendeva i *gneiss e micascisti fondamentali* dell'Aspromonte, con filoni di pegmatite, masse di anfibolite, lenti di calcare cristallino. Su questo « nucleo fondamentale » si « addossavano o riversavano » con passaggi graduali le altre rocce cristalline. Fra queste prevalenti le *filladi*, nei Peloritani come nell'Aspromonte e di lì fino a Rossano sul versante jonico e fino a Verbicaro sul versante tirreno. Alla stessa formazione andavano ascritti i *gneiss mandorlati* od occhiadini, in quanto sovrapposti alle filladi od in esse contenuti in masse lentiformi nell'Aspromonte come nei Peloritani nonché fra Tiriolo e Serrastretta e in qualche lembo sulla Sila. Una « parte alta della fillade » veniva rappresentata dagli *scisti micacei bianchi*, spesso passanti a « granito porfiroide » od a « talcoscisti ».

Al di sopra seguiva la potente zona dei *gneiss granatiferi* con forme compatte o « chinzigiti » e con forme micascistose e calcari cristallini, da Sant'Agata d'Ésaro lungo tutta la Catena Costiera tirrenica e poi attorno al gran nucleo della Sila ed in tutta la « catena assiale della parte media di Calabria » da Cortale, Filadelfia e Chiaravalle fino a Pizzo e Monteleone (ossia Vibo Valentia).

Gli *scisti varii di Pentone* sarebbero invece caratterizzati dai filoncelli granitici o pegmatitici « là dove il granito si appoggia o si espande sopra le rocce della formazione della fillade » nei dintorni di Catanzaro, tutt'attorno alla Sila e nella Catena Costiera tirrenica.

Gli *scisti verdi e violacei* (le ofioliti laminate e metamorfiche del Complesso Liguride di questo lavoro) si trovano nella Catena Costiera tirrenica da S. Agata d'Ésaro, Malvito, Fagnano, Sangineto di dove « si estendono considerevolmente nel tratto di catena tra Fuscaldo e San Benedetto Ullano, alla Serra Pantanolata e a Cozzo Cervello, e mandano delle diramazioni, ad oriente, fino a Cerzeto e Mongrassano, ed a ponente, fino a Intavolata, Acquappesa ecc. Sono sempre sovrapposte alle filladi » e « sopra ad esse si estendono le rocce feldispatiche granatifere ». Associate con le filladi e con questi scisti si trovano alcune delle *dioriti e anfiboliti* di CORTESE, mentre altre si trovano associate con gli scisti granatiferi della Sila. Costantemente associate con le filladi sono per CORTESE le *serpentine*, da S. Demetrio Corone e S. Giorgio Albanese nella bassa valle del Crati al M. Reventino, Platanìa, Nicastro, Malito, Lago, Belmonte Cálabro, lungo il Savuto e alla punta di Còrica ed estesamente presso Gimigliano. Si tratta sempre di ofioliti del Complesso Liguride di questo lavoro.

Infine « quasi sempre sovrapposto alle filladi e sugli altri scisti cristallini » si ha il *granito*, di cui CORTESE distingue: 1) la massa della Sila da Corigliano e Rossano fino a Cròpani, larga più di 28 chilometri fra M. Botte Donato e Verzino; 2) la massa della Serra, da Squillace fino ai Piani della Lìmina; 3) la continuazione di questa, dal Monte di Lìmina al Piano di Alati verso l'Aspromonte; 4) la massa di Capo Vaticano. Caratteristica l'estesa alterazione a consistenza sabbiosa, « specialmente sugli altipiani non imboschiti ».

Da questo riassunto è già evidente per il lettore avvertito che CORTESE (1895) ha veramente visto ed annotato molti dati che avrebbero permesso immediate conclusioni faldistiche ai geologi delle Alpi Occidentali, come di lì a pochi anni infatti mostreranno LUGEON & ARGAND (1906) sia pure in una brevissima nota.

La serie mesozoica secondo CORTESE (1895) è costituita verso il basso da *calcari marmorei o magnesiaci o siliciferi del Trias medio*, in realtà corrispondenti ad elementi basali (calcari dolomitici supratriassici, calcari cavernosi di Passo Scalone) od apicali (calcari saccaroidi maestrichtiani) della serie panormide a N di S. Agata d'Ésaro secondo il quadro esposto in OGNIBEN (1969). Seguono *scisti lucenti verdastri o grigi del Trias superiore* per 25 km, con potenze oltre 500 m da Saracena a Sangineto: si tratta della liguride Formazione del Frido in OGNIBEN (1969). Intercalata e sovrapposta a questi scisti si troverebbe la *Dolomia Principale* da Maratea a San Sosti, generalmente nera e friabile, talora grigia con noduli duri, altrove bianchissima e assolutamente disgregabile: è facile ricono-

scervi le zone inferiori milonitiche della serie panormide (OGNIBEN, 1969). Al Monte Cocuzzo sarebbe rappresentata da calcari neri, su cui si ritornerà più avanti.

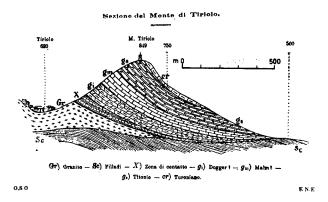



FIG. 1 — Il lembo giurassico-cretaceo di Tiriolo secondo CORTESE (1895).

— The Jurassic-Cretaceous outlier of Tiriolo according to CORTESE (1895).

A parte i rappresentanti del Giura-Lias riconosciuti da CORTESE (1895) nella serie carbonatica panormide fra il Pollino e S. Agata d'Ésaro (v. in OGNIBEN, 1969), viene ascritta a questo periodo la serie del Trionto dalle *anageniti* rossastre di « una zona alta del Lias inferiore » al *calcare grigio nerastro a brachiopodi* della parte più alta del Lias inferiore, al *calcare marnoso grigio a cefalopodi* del Lias medio, mentre non vengono riconosciuti i calcari del Dogger e del Malm riportati un anno dopo da FUCINI (1896). La serie del Trionto viene paragonata da CORTESE e quella di Taormina, ossia a quella della Falda di Longi in OGNIBEN (1960).

Il « Titonio » ossia un *calcare bianco a crinoidi, coralli ed Ellipsactinie*, viene invece riportato per Amantea, Martirano, Tiriolo dove la serie è data da un *conglomerato rosso*, da *calcari dolomitici grigi*, da *calcari rossi a crinoidi*, dai *calcari ad Ellipsactinie* e finalmente da *calcari ippuritici*, che costituirebbero una serie medio-supragiurassico-cretacea (fig. 1). Altri lembi di calcari ad Ellipsactinie vengono segnalati a Galamione, a Sellìa, nella valle dell'Alli, a Catanzaro, al M. Consolino ed al M. Stella di Stilo, dove la base della serie è costituita dal *minerale di ferro* di Pazzano, cui seguono *calcari dolomitici bruni, calcari rossi compatti, calcari bianchi* subcristallini a crinoidi e coralli, *calcari bianchi ippuritici, calcare* « fatto come a croste, separate da velature cloritiche, *contenente nummuliti ed orbitoidi* » (fig. 2). Si tratta evidentemente della stessa serie che a Tiriolo, completata da un calcare nummulitico a caratteristiche trasgressive. La stessa serie si ripresenta nella zona di Cànolo-Gerace, con una base arcosica ferruginosa che ricorda sia Tiriolo che Pazzano, e poi con lembetti di calcari subcristallini a crinoidi presso Agnana, a Monte Guardia, ad Antonimina, alla Motticella di Bruzzano presso Staiti, alla Rocca del Gallo, sopra Pietrapennata, al M. Caruso, a Palizzi, alla regione Deci ed a Grisafi presso Bova.

La successione comprendente i calcari titonici viene da CORTESE fatta continuare in Sicilia per Taormina, Roccella, Alcara, S. Agata di Militello: infatti essa è identificata in OGNIBEN (1971) col Mesozoico della Falda di Galati di OGNIBEN (1960).

Per il Cretaceo, a parte i calcari « urgoniani » e « turoniani » della Calabria settentrionale, compresi nel Complesso Panormide in OGNIBEN (1969), e a parte quelli ippuritici pure ascritti al Turoniano delle successioni riconducibili alla Falda di Galati come sopra accennato, CORTESE (1895) ascrive a questo periodo e più precisamente al Cenomaniano le *marne ad Ostreidi* associate con le argille variegate a Ferruzzano, a Bova, a Brancaleone.

All'Eocene inferiore viene ascritta la successione trasgressiva fra Bocchigliero, Longobucco e Cro-

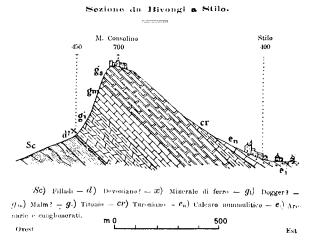



FIG. 2 — La successione giurassico-cretaceo-eocenica di Stilo secondo CORTESE (1895).

— The Jurassic-Cretaceous-Eocene sequence of Stilo according to CORTESE (1895).

palati, data dal *conglomerato rossastro basale* ben cementato cui segue un'*alternanza marnoso calcarea* a Nummuliti e *Palaeodictyon*: l'autore vi trova corrispondenza con gli affioramenti del torrente Santa Venera presso Taormina, e quindi coi terreni della Falda di Longi in OGNIBEN (1960).

Oltre agli strati nummulitici del Complesso Panormide (OGNIBEN, 1969) nella Calabria settentrio-

nale, ed a quelli della successione di Stilo addietro ricordati, CORTESE (1895) ascrive all'Eocene inferiore anche gli estesi *conglomerati grossolani* ad elementi cristallini e le *arenarie grossolane* del versante jonico da M. Palèparto ricoprenti il cristallino e la serie sedimentaria del Rossanese, e da Stilo fino al versante jonico dell'Aspromonte. La ragione di questa attribuzione di età va cercata esclusivamente nella sottoposizione alle *argille variegate scagliose* con *galestri, ftaniti, calcari alberesi, calcari nummulitici*, a loro volta ascritte all'Eocene medio e superiore e presenti in Calabria esclusivamente nel versante jonico (fig. 3). Si tratta di una successione già nota e descritta per i Peloritani da OGNIBEN (1960) e ripresa in OGNIBEN (1971), come più avanti verrà ricordato.

un punto di partenza per le successive attribuzioni al Raibliano.

Infine al Miocene inferiore od Oligocene vengono attribuiti conglomerati ed arenarie che si riattaccano strettamente a quelli eocenici nel Rossanese e nel Catanzarese, nonché le *arenarie quarzose* non classate poco cementate di Agnana, Gerace, Ciminà, Ferruzzano, Marina di Brancaleone, Capo dell'Armi, accompagnate da *marne scagliose brune* (fig. 4). La descrizione ricorda i materiali del Flysch Numìdico siciliano (OGNIBEN, 1960) e lucano (OGNIBEN, 1969).

Al Miocene medio viene ascritto il *conglomerato basale* del Rossanese, che vedremo costituire la base della successione postorogena, nonché il *calcare sabbioso cloritico a litotamni* associato alle *arenarie calcaree cloritiche* a Bova, S. Pantaleone, Reggio Calabria, Capo dell'Armi, Péllaro, Antonimina, Ciminà, limitato al versante jonico come le argille variegate e come esse riconducibile alla successione già descritta per i Peloritani da OGNIBEN (1960).

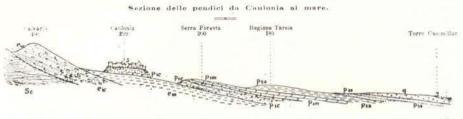
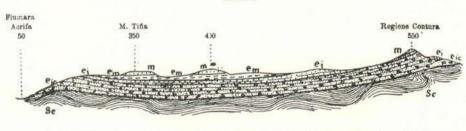



FIG. 3 — La successione tipica del versante ionico meridionale secondo CORTESE (1895).

— The typical sequence of the southern Ionian slope according to CORTESE (1895).

FIG. 4 — Posizione delle arenarie mioceniche (= Flysch Numìdico in lembi e blocchi alloctoni) e delle argille variegate (= Complesso Antisicilide) secondo CORTESE (1895).

— Position of Miocene sandstones (= allochtonous Numidian Flysch shreds and blocks) and of Variegated Shales (= Antisicilide Complex) according to CORTESE (1895).

Per quanto riguarda gli *scisti neri lucenti*, talora varicolori, sviluppatissimi verso Verbicaro-Diamante, fra S. Sosti e Castrovillari, fra il Pollino e Cerchiara, contenenti rocce verdi ed ascritti da CORTESE (1895) all'Eocene inferiore, si richiama ad OGNIBEN (1969) dove sono tutti collocati entro la liguride Formazione del Frido.

Per quanto riguarda i gessi di Cetraro e Acquappesa, « saccaroidi, bianchi o colorati, assai compatti, che ricordano molto quelli che si ritrovano entro la fillade nel Messinese », CORTESE (1895) esclude che possa trattarsi della Serie Solfifera messiniana, « perché questa non è mai penetrata fino a quelle coste » e pensa all'Eocene o al Trias, dando così

Come Miocene superiore CORTESE (1895) indica la base dei terreni postorogeni. Oltre al *conglomerato basale* di origine continentale del Rossanese, visto sopra, ne fanno parte i *conglomerati e le arenarie a Clipeastri* e le *argille grigio-azzurrognole* interposte fra questi e la *formazione gessoso-solfifera* (fig. 5), considerata come Mio-pliocene in quanto « non appare che accompagnata dal Miocene supe-

riore e dal Pliocene inferiore »: esattissima osservazione di un ciclo sedimentario regolarmente compreso fra due fasi tettoniche e non più saputo vedere da molti altri autori abbagliati dalle caratteristiche prima regressive e poi trasgressive, ma a carattere « anormale » e non epirogenico, del ciclo evaporitico messiniano. Oltre ai tripoli, al calcare « siliceo » ed ai gessi si hanno argille gessifere del tutto indistinguibili da quelle salifere della valle del Vìtravo, che da CORTESE vengono ascritte al Tortoniano in omaggio ad un noto e non ben comprensibile preconcetto dei vecchi rilevatori della Sicilia e della Calabria, ma che appartengono invece agli stessi livelli entro i gessi come messo in evidenza in OGNIBEN (1955).

superiori, in realtà in gran parte pleistocenici (VEZZANI, 1968) come « la massa principale che sta fra la valle del Crati e le falde del Pollino e di Pizzo dell'Armi » (CORTESE, 1895, p. 169); *sabbie gialle*, considerate suprapplioceniche e per le quali vale invece l'osservazione fatta più sopra a proposito delle « marne azzurre ».

Come Piano Siciliano inteso quale « suddivisione fra il Pliocene ed il Quaternario » CORTESE indica le sabbie giallastre e le *argille sabbiose a Cyprina islandica* nelle valli del Crati e del Mèsima, nella stretta di Catanzaro, nel Crotonese e nella piana di Gioia Tauro. Infine come « Quaternario » vengono indicati i *terrazzi marini*, i *depositi lacustri* della Calabria settentrionale, i *terrazzi fluviali* ed

pl_s) Sabbie gialle — pl_m) Argille azzurre — m_g) Gessi — m_{gg}) Ghiaie e sabbie gessifere — m_{gs}) Argille gessifere m_{ga}) Alabastri — m_{gsc}) Calcare siliceo e solfifero — m) Tripoli — m_s) Argille grigie.

FIG. 5 — La « formazione gessoso-solfifera » del Crotonese (1895) secondo CORTESE (1895).

— The « Gypseous-Sulphiferous Formation » in the Crotone Basin according to CORTESE (1895).

Come Pliocene CORTESE elenca: *conglomerati inferiori* (anche a S. Nicola dell'Alto e fra Paludi e Rossano, dove viceversa si tratta della base trasgressiva tortoniana, v. OGNIBEN, 1955 e OGNIBEN, 1962); *marne bianche* ossia la continuazione della siciliana Formazione dei Trubi, limitata alla parte meridionale della Calabria fino all'altezza di Catanzaro, e di cui CORTESE acutamente vede nel 1895 i caratteri di trasgressione anormale, poi considerata da OGNIBEN (1969) come dovuta al rapido ripristino del normale livello marino nella depressione di ambiente « ristretto arido » dei depositi evaporitici messiniani (le marne bianche « di Calabria, come quelle di Sicilia, non sembrano essersi deposte a grandi profondità, poiché le vediamo succedere immediatamente ai conglomerati caotici e grossolani, senza intermediarii di depositi sabbiosi o misti, che accennino al graduale e continuo abbassamento del fondo, o succedere alla formazione gessoso-solfifera che è estuarina o lagunare », CORTESE, 1895, p. 164); *marne azzurre* considerate piuttosto medioplioceniche e di cui per il Crotonese OGNIBEN (1955) e RODA (1964 a) metteranno in luce l'appartenenza a vari livelli del Pliocene e del Pleistocene inferiore; *conglomerati*

i *detriti di falda* a cominciare dal grande conoide a N di Castrovìllari. Come « Recente » le *dune*, le *spiagge*, i *conoidi attuali* e gli *alvei fluviali*.

CORTESE (1895) non mette in dubbio la corrispondenza della successione cronologica con la successione strutturale, ossia l'autoctonia di tutte le formazioni (fig. 6): tuttavia, come è già stato messo in rilievo, le sue descrizioni mostrano la sovrapposizione a largo raggio di terreni di alto grado metamorfico su terreni filladici, e pertanto una struttura a falde di ricoprimento.

La falda di 1° genere di LIMANOWSKI (1913)

« I Peloritani così come l'intera Calabria appartengono ad una gigantesca falda trasportata sopra e non sotto le falde siciliane ». Non c'è niente da togliere a questa frase di LIMANOWSKI, se non distinguere le varie unità del complesso trasportato collegando quelle della Calabria con quelle dei Peloritani.

Per LIMANOWSKI (1913) i Peloritani rappresentano un complesso rovesciato di sottostanti filladi e sovrastanti micascisti e gneiss, ed il relativo fianco normale emerge nell'Aspromonte con le

FIG. 6 — La struttura di tipo interamente autoctono della Calabria secondo CORTESE (1895). S - filladi; XX - calcari cristallini; SG - gessi; Scg - scisti granatiferi (kinzigiti); Scd - scisti verdi - violacei; Gr - graniti; t_3 - calcari neri a *Diplopora* e *Turbo solitarius;* m_2 - arenarie a Clipeastri; P_2a - argille azzurre; P_3s - sabbie gialle ed arenarie fossilifere; q - sabbie e ghiaie, sabbioni rossi.

— The wholly autochtonous structure of Calabria according to CORTESE (1895). S - phyllites; XX - crystalline limestones; SG - gypsum; Scg - garnetiferous schists (kinzigites); Scd - green - violet schists; Gr - granites; t_3 - black limestone with *Diplopora* and *Turbo solitarius;* m_2 - *Clypeaster* sandstones; P_2a - blue shales; P_3s - yellow sands and fossiliferous sandstones; q - sands and gravels, coarse red sands.

filladi del versante meridionale sovrapposte a micascisti e gneiss. Lo stretto di Messina rappresenta un solco a « cuesta » dovuto all'erosione del nucleo filladico della sinclinale fra la successione normale dell'Aspromonte e quella rovesciata dei Peloritani, e « la cosiddetta faglia dello Stretto di Messina è in realtà il limite di ricoprimento dei Peloritani ».

A sua volta l'Aspromonte si sovrappone lungo una linea Gerace-M. Jejunio-Cittanova al Mesozoico dei Monti di Cànolo ed alle filladi della zona Màmmola-Caulonia, rappresentando così una seconda falda sovrascorsa sulla Serra S. Bruno.

I gneiss ed i graniti di questa, sottoposti al nucleo sinclinalico delle filladi della zona Màmmola-Caulonia e forse al Mesozoico dei Monti di Stilo a facies peloritana, insieme con i gneiss del Capo Vaticano costituiscono un nucleo anticlinalico che si rialza verso Nord lasciando comparire le kinzigiti della zona a Nord di Soriano Càlabro, quindi i micascisti bianchi della zona di Màida, ed infine le filladi del Torrente Pilla ad E di Màida, rivelando così una nuova successione rovesciata che torna ad affiorare al di là della copertura neogenica della stretta di Catanzaro, estendendosi fino al Basso Crati-S. Agata d'Ésaro - Sangineto - Diamante. Pertanto Serra S. Bruno, Capo Vaticano, Sila e Catena Costiera rappresentano una terza grande falda a fianco rovesciato molto esteso. La successione mesozoico-eocenica della Basilicata rappresenta il substrato della grande falda, come è dimostrato dal suo riapparire nelle finestre di Cetraro, Spezzano Albanese, Monte Cocuzzo e Malito, dove affiora sempre la Dolomia Principale cui si sovrappongono strati eocenici, quindi filladi con zolle di kinzigiti e graniti come a Cetraro, oppure direttamente le filladi come a Spezzano Albanese. Da Malito verso Sud la Dolomia Principale scompare per non riapparire più se non in Sicilia al di là dei Peloritani, caratterizzati invece da una successione mesozoica a conglomerati trasgressivi rossi e calcari del Lias, senza traccia di Trias marino. La successione peloritana si ritrova a Martirano, a Tiriolo, a Rossano ed in lembi isolati presso Amantea, nonché lungo il versante jonico della Serra S. Bruno, sempre in posizione normale sul Cristallino. Graniti e gneiss della Sila e della Serra S. Bruno giacciono a conca sopra le filladi delle zone costiere ionica e tirrenica, e rappresentano la zona di massimo rigonfiamento della piega frontale della falda, estremamente ridotta invece nelle zolle di Martirano.

Le tre unità dei Peloritani, dell'Aspromonte e di Capo Vaticano-Serra S. Bruno-Sila, separate dai due nuclei filladici dello Stretto di Messina e della zona Màmmola-Caulonia, rappresentano tre digitazioni di un'unica grande falda di carattere alpino, sovrapposta alle falde di facies appenninica della Basilicata e della Sicilia. Il substrato appenninico della grande falda emerge in modo continuo lungo la costa jonica della Calabria con il suo termine più recente, l'Eocene in facies di argille scagliose. Questo ci dà l'età e la direzione del trasporto, proveniente da una sconosciuta zona di radici nel Tirreno, abbastanza al largo perché non se ne vedano tracce in terraferma. La scomparsa delle radici coincide con una zona di sprofondamento diretta NS e decorrente alquanto a W dello Stretto di Messina.

Le tre digitazioni mostrano deformazione crescente dalla zona frontale ad E verso la zona di radici a W, ben poco modificata dall'erosione che può aver agito solo nell'Oligocene superiore, dato che è conservato l'Eocene nel substrato e che sulle falde si ha Miocene trasgressivo. Il trasporto orogenico dev'essere avvenuto per gravità dapprima

su una superficie inclinata verso Est e verso Sud, colmando poi con digitazioni ripetute l'area sempre più arretrata di successivo graduale sprofondamento.

La falda calabra è la più alta unità dell'Appennino, proveniente da una geanticlinale corrispondente all'odierno Tirreno, la quale passava verso Est e verso Sud ad una fossa di sedimentazione profonda documentata dalle eoceniche argille scagliose che hanno funzionato da substrato di scivolamento. La zona di massimo sprofondamento ed accumulo tettonico è rappresentata dai Peloritani in quanto essa è anche la zona di attuale massimo sollevamento isostatico, come dimostra il salire verso i Peloritani di tutti i sistemi di terrazzi marini della Calabria e delle coste settentrionali ed orientali della Sicilia. Ciò determina la posizione dei vulcani delle Isole Eolie e dell'Etna, così come la localizzazione dei terremoti.

Non c'è dubbio che LIMANOWSKI (1913) sia l'autore che è andato più vicino al quadro che risulta dalle conoscenze attuali, nonostante l'aprioristica concezione allora dominante dei ricoprimenti come grandi pieghe coricate, e soprattutto nonostante un'impostazione del corrugamento su assi N.S oppure NNE-SSW, anziché piegati ad arco dalla direzione NW-SE in Basilicata a quella N-S in Calabria a quella E-W in Sicilia, quali realmente sono. La visione di LIMANOWSKI dimostra come l'arco di torsione calabrese (come quello piemontese!) sia difficile a spiegare, e come già altrove ricordato (OGNIBEN, 1969) si debba pensare ad una torsione postorogena se non si vogliono far sorgere insolubili problemi fisici riguardanti il centrifugo riempimento delle fosse di sedimentazione e l'altrettanto centrifugo trasporto orogenico dei ricoprimenti.

Un dato strutturale di LIMANOWSKI (1913) che non ha trovato conferma nelle osservazioni successive è costituito dalla pretesa posizione delle « argille scagliose » della costa jonica al di sotto delle falde cristalline, come è invece confermato per le « argille scagliose » della bassa valle del Crati, che passano gradualmente alle filladi della parte alta della valle.

Il fungo radicato di QUITZOW (1935 a)

Le osservazioni di QUITZOW hanno fornito un quadro di ricoprimenti a vergenza prevalentemente verso W con radice nella Sila e nella Serra S. Bruno, a completa differenza da quello di LIMANOWSKI (fig. 7).

Nel Cristallino antico viene distinta una *serie filladica* da una *serie cristallina* vera e propria. La prima, data da argilloscisti e filladi con scisti verdi e con serpentine, mostra di derivare da antiche rocce di geosinclinale (e corrisponde in massima parte al Complesso Liguride del presente lavoro). La serie cristallina comprende i *massicci granitici* della Sila e delle Serre, che passano gradualmente verso l'esterno (ossia al bordo W della Sila, Catena Costiera, parte N della Serra S. Bruno) ad una *formazione gneissica* potente varie migliaia di metri a gneiss granatiferi, kinzigiti, magmatiti basiche ed ultrabasiche, calcari cristallini e calcefiri, corrispondente alla « formazione diorito-kinzigitica » di NOVARESE (1931). Essa passa gradualmente verso

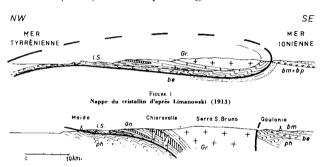



FIG. 7 — Struttura tettonica della Calabria, in alto secondo LIMANOWSKI, in basso secondo QUITZOW, da QUITZOW (1935 a, fig. 39). Gr - graniti centrali; Gn - gneiss granatiferi; I.S. - scisti iniettati; ph - filladi; be - Eocene; bm Miocene; bp - Pliocene (in GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE, 1961).

— Tectonic structure of Calabria, above according to LIMANOWSKI, below according to QUITZOW, from QUITZOW (1935 a, fig. 39). Gr - central granites; Gn - garnetiferous gneisses; I.S. - injected schists; ph - phyllites; be - Eocene; bm - Miocene; bp - Pliocene (in GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE, 1961).

l'esterno (ossia al bordo occidentale della Sila e delle Serre) ad una formazione scistosa potente oltre 1000 m, data da micascisti biotitici e soprattutto da gneiss sericitici designati come « *scisti micacei bianchi* » nella Carta Geologica d'Italia e chiaramente derivati da graniti. L'Aspromonte ed i Peloritani sono invece dati da micascisti e gneiss di tipo vario, non contenenti granato o magmatiti basiche ma per il resto corrispondenti alla serie gneissica della Calabria settentrionale da cui differiscono solo per il grado di metamorfismo.

Già NOVARESE (1893) e LIMANOWSKI (1913) avevano mostrato che gli « scisti micacei bianchi » emergono a W della Sila e a N della Serra S. Bruno da sotto i gneiss granatiferi, e questi a loro volta da sotto i graniti centrali. La successione cristallina è dunque rovesciata, con gneiss granatiferi di catazona al di sopra degli « scisti micacei bianchi » di epizona profonda, a loro volta tettonicamente so-

vrapposti alla « serie filladica » di epizona meno profonda. Il fianco E di quest'anticlinale rovesciata verso W è invece generalmente in successione normale, con filladi inclinate 60-70° verso E e sovrapposte ai graniti. Sembra dunque che si sia avuto un piegamento antico collegato con l'intrusione dei graniti centrali di età certamente ercinica, dato che i graniti mostrano passaggio graduale ai gneiss granatiferi e questi agli scisti bianchi.

Nel Mesozoico i materiali più antichi si osserverebbero presso Cetraro e Bonifati dove sotto la Dolomia Principale appaiono *scisti filladici con quarziti, quarziti sericitiche, scisti verdi, calcescisti, calcari a strati sottili, gessi e carniole*. Una serie analoga si osserva a Serra la Penna a E di Sangineto, a W di Malvito, presso Diamante e da Scalea fino a Belvedere, nonché più a N verso S. Donato di Ninea ed Acquaformosa. Incluse sono *serpentine e porfiriti diabasiche*, a volte in facies spilitiche rosso-violette per neoformazione di lawsonite, calcite, ematite, clorite, a volte in facies saussuritizzate intensamente verdi per epidoto (v. anche QUITZOW, 1935 b). Le rocce basiche sono legate al livello dei calcari a strati sottili, appena al di sopra o appena al di sotto di essi. « E' molto verosimile » che questo complesso metamorfico gessifero a rocce basiche situato sotto la Dolomia Principale corrisponda come nelle Alpi al Carnico. La *Dolomia Principale* a sua volta è documentata paleontologicamente al Norico. Da questo quadro (fig. 8) non si è più usciti perché la maggior parte degli autori contemporanei lo riporta senza sentir bisogno di migliori accertamenti, e per questo esso è stato qui riprodotto nel suo testo originale.

Il Giurassico si mostra nella forma relativamente più completa presso Rossano, con *conglomerati basali* a ciottoli granitici (intercalati del resto a quasi tutti gli orizzonti del Giura), *quarziti, arenarie calcaree, calcari selciferi, marne sabbiose* del Lias inferiore, *calcari rossi a crinoidi* del Lias medio, *calcari marnosi ed arenarie* del Lias superiore, *calcari a crinoidi* sabbiosi o conglomeratici del Dogger, *radiolariti e calcari selciferi* del Titonico. A Stilo, Catanzaro, Martirano invece trasgredisce direttamente il Titonico in facies di *calcari ad Ellipsactinie*.

Il Cretaceo trasgredirebbe sotto forma di *Cenomaniano « di facies africana »* ad Ostreidi sul Cristallino dell'Aspromonte, e sotto forma di *calcari a rudiste* turoniani sul Titonico ad Ellipsactinie di Gerace e di Stilo.

Dal punto di vista paleogeografico la geosinclinale sudappenninica doveva nel Mesozoico unirsi a W del massiccio calabrese con quella della Sicilia occidentale, come dimostrerebbero anche le finestre della Catena Costiera a Dolomia Principale (fig. 9) che arrivano verso S fino a Sambiase. Le trasgressioni giurassiche e cretacee ad Est e a Sud del massiccio calabrese dimostrano che anche da quella parte doveva trovarsi il mare.

Die Trias am Nordrand des Kalabrischen Massivs.

	Küstenkette, Cetraro	Belvedere	Diamante	Sudapennin. S. Donato. Acquaformosa
Norisch	Hauptdolomit			>900 m Hauptdolomit
	200 m Obere Phyllitserie: Blaugraue Phyllite, z. T. nur schwach metamorph, Quarzite, bröckelige Kalke. Linsenförmig dünnschichtige graue Kalke, z. T. kristallin, zusammen mit Diabas-Porphyriten, bis 200 m.	>200 m Obere Phyllitserie: Phyllite, Quarzite, darin dünnschichtige Kalke und 50 m Diabas-Porphyrit	>400 m Obere Phyllitserie: darin >200 m dünnschichtige Kalke, bunte Phyllite, Serpentin, Glaukophanschiefer. Stengelkalke, Kieselkalke	Phyllitserie: (>500 m erschlossen) mit Quarziten, Kalkkonglomerat, Kalken, Grünschiefern, Serpentin
Karnisch	Bis 100 m Kalkserie von Cetraro: Dunkle krist. Kalke, graue Dolomite, kompakte weiße und rosa Marmore, Bändermarmore; Gips, Rauchwacken und Zellendolomite.			Dunkle wulstige Kalke, Bänderkalke
	Untere Phyllitserie: Mehrere 100 m stark metamorphe Phyllite, Serizitquarzite, Grünschiefer, Kalkphyllite; bei Bonifati Gipslinsen.			

FIG. 8 — Tabella di correlazione dei vari affioramenti del « Trias metamorfico » secondo QUITZOW (1935 a).

— Correlation table of the several « metamorphic Trias » outcrops according to QUITZOW (1935 a).

Per quanto riguarda il cosiddetto « *flysch eocenico* » del confine calabro-lucano, già discusso in OGNIBEN (1969), si può ricordare che per QUITZOW esso costituisce una serie eocenica autoctona di geosinclinale con rocce verdi autoctone di cui si osservano condotti vulcanici fin nel Trias di Mormanno. In queste rocce verdi vengono compresi il ciclo limburgitico-andesitico panormide (OGNIBEN, 1969), le ofioliti mediosupragiurassiche ed infracretacee, ed infine le « quarzodioriti » acide ossia le albititi quarzifere di OGNIBEN (1969).

Riguardano invece la zona del presente lavoro il *calcare a Lepidocicline* passante verso l'alto ad

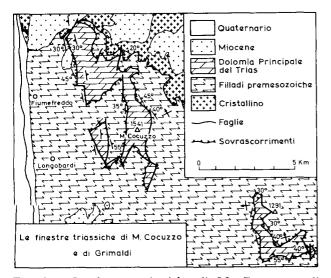



FIG. 9 — Le finestre triassiche di M. Cocuzzo e di Grimaldi, da QUITZOW (1935 a), leggermente modificato.

— The Triassic windows of M. Cocuzzo and Grimaldi, from QUITZOW (1935 a), slightly modified.

una *serie conglomeratico-arenacea* presso Stilo; la coeva successione presso Rossano con *conglomerati basali*, *arenarie*, *argille sabbiose e variegate*, *quarziti*, *marne* e *calcari* prevalenti verso l'alto; simili successioni a Bianco e ad Agnana nella Calabria meridionale. Si tratterebbe sempre di Eocene, dal Luteziano medio in poi.

Per quanto riguarda la tettonica, le successioni luteziane sarebbero trasgressive sul ricoprimento dei graniti sul Giurassico presso Gerace, e qualche cosa di simile si osserverebbe anche a Rossano. Pertanto il corrugamento dei massicci centrali e del loro margine meridionale ed orientale sarebbe pre-eocenico, laramico, mentre al bordo NW dove il cristallino ed il Trias metamorfico ricoprirebbero il « flysch eocenico » si tratterebbe di fasi tardo- o posteoceniche, savico-pirenaiche.

Al di sopra dell'autoctono sudappenninico, comprendente il Mesozoico carbonatico e la sua copertura di « flysch eocenico », si avrebbero pertanto: 1) la *falda del Trias metamorfico* con filladi, rocce verdi, calcari a strati sottili, gessi e Dolomia Principale, estesa da Scalea fin verso Paola; 2) la *falda delle filladi* con scisti sericitici, quarziti, rocce verdi, graniti laminati, estesa da Paola a Catanzaro; 3) la *falda cristallina* con graniti, orneblenditi, gneiss granatiferi e scisti iniettati, in successione invertita con i graniti verso l'alto e gli scisti iniettati alla base sul fianco W, ed in successione normale con graniti, filladi e Mesozoico sul fianco E. Verso Sud la serie cristallina dell'Aspromonte poggia sulle filladi come a S. Lorenzo e a Palizzi, con orizzonti giurassici a loro volta ricoperti dalle filladi, mentre presso Gerace vengono ricoperti dal granito. Anche presso Rossano si osserva il granito ricoprire le filladi ed il Dogger (fig. 10). Nel complesso il massiccio cristallino calabrese sembrerebbe accavallarsi da ogni lato sulle filladi ai suoi margini.

Tuttavia vi sarebbe una marcata asimmetria in questi ricoprimenti. Verso N e NW i sovrascorrimenti sarebbero di misura enorme, mentre a Rossano o a SE del massiccio càlabro si avrebbero solo limitati accavallamenti. Verso SW nei Peloritani si avrebbero nuovamente grandi ricoprimenti, anche se non paragonabili a quelli della Calabria settentrionale. La vergenza sarebbe a N presso S. Severino Lucano, a NNW a Cetraro ed a Spezzano Albanese, a NW-W a S di Cosenza, a WSW presso Catanzaro. La lunghezza della sovrapposizione tettonica misurerebbe almeno 14 km nei Peloritani, 40 km e forse 60-70 km nella Calabria settentrionale.

A Sangineto dopo il ricoprimento si sarebbe avuto un infossamento della falda cristallina con rovesciamenti verso N, talché orneblenditi e graniti del Cristallino sembrerebbero sottoposti a porfiriti diabasiche triassiche. Questo produce una sinclinale diretta E-W (fig. 11), che nella letteratura posteriore a QUITZOW verrà immeritatamente celebrata come « hiatus di Sangineto » (fig. 12).

Il ricoprimento del Cristallino e delle filladi sul « Trias metamorfico » e sul « flysch eocenico » sudappenninico dovrebbe essere altoeocenico od oligo-

FIG. 10 — Tettonica a pieghe e scaglie vergenti a NE presso Rossano secondo QUITZOW (1935 a). Gr - granito; ph - filladi; jl - Lias; bm - Miocene.

— Folds and scales verging NE near Rossano according to QUITZOW (1935 a); Gr - granite; ph - phyllites; jl - Lias; bm - Miocene.

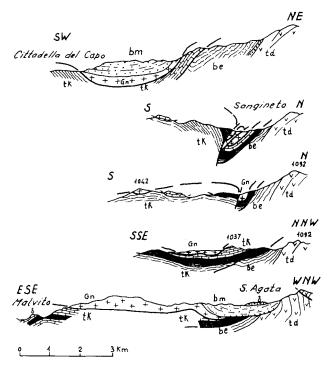



FIG. 11 — L'emergere del Mesozoico sudappenninico da sotto le falde calabridi fra S. Agata d'Esaro ed il mare, secondo QUITZOW (1935 a). Gn - successione calabride (gneiss granatiferi, graniti, orneblenditi); tk - Carnico metamorfico (scisti, calcari ed in nero le porfiriti diabasiche); td - Dolomia Principale; be - Eocene; bm - Miocene.

— Southern apenninic Mesozoic and Eocene terrains rising from under the Calabride nappes between S. Agata d'Esaro and the Tyrrhenian coast according to QUITZOW (1935 a). Gn - Calabride sequence (garnetiferous gneisses, granites, hornblendites); tk - metamorphic Carnian (schists, limestones and in black diabasic porphirites); td - Main Dolomite; be - Eocene; bm - Miocene.

cenico. I complessi postorogeni inizierebbero pertanto nel Miocene con *arenarie e calcari sabbiosi* a Briozoi e Nullipore del Burdigaliano nella Calabria meridionale e nei Peloritani. L'Elveziano non è conosciuto. Il Tortoniano si estende a tutta la Calabria con *conglomerati basali*, *arenarie* e *argille* in successione. Segue la *formazione gessoso-solfifera*, talora direttamente sul Cristallino. Il Pliocene inizia con *conglomerati basali* cui seguono *argille fossilifere*, la cui parte più alta mostra gli « ospiti nordici » del Calabriano; seguono infine *arenarie* ancora calabriane. Nella Calabria meridionale fra conglomerati basali ed argille astiane si hanno *marne bianche a foraminiferi*, talora direttamente sul Cristallino. Il Quaternario comprende il *piano Siciliano* e il *piano a Strombus*, cui nell'interno corrispondono ghiaie fluviali. Infine si hanno i depositi recenti.

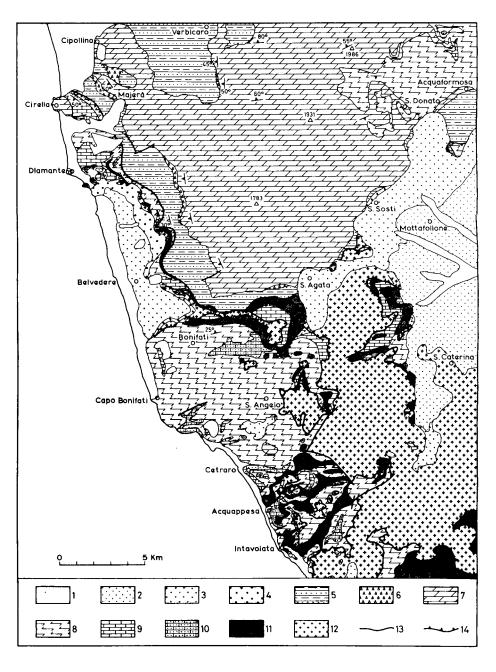
Nel Miocene le aree centrali del massiccio cristallino dovevano essere già zone di denudamento, come pure in parte anche l'Appennino meridionale e la Catena Costiera. Si osservano superfici mioceniche a 1000 m e più di quota a SE di Longobucco. Nel Pliocene (comprendente il Calabriano) il sollevamento sarebbe stato debole, sviluppandosi invece nel Quaternario col sollevamento a volta di una superficie di erosione che era ancora orizzontale alla fine del Calabriano. A Sud di Reggio questa superficie sale fin sopra i 1000 m, e livelli marini calabriani arrivano sopra i 900 m fra le Serre e l'Aspromonte. Al piano Siciliano corrisponde un terrazzo sui 70-150 m. Il *piano a Strombus* consta di un terrazzo sui 50 m, che sale verso l'entroterra (90 m a Ravagnese presso Reggio).

La fase laramica (pre-eocenica) avrebbe spinto il Cristallino verso S (Peloritani) e verso E (Rossano, Serra S. Bruno). La fase savico-pirenaica (tardo-posteocenica) avrebbe spinto la Sila e la Serra S. Bruno verso NW e verso N sopra la fossa mesozoica della Catena Costiera e sopra la fossa sudappenninica del « flysch eocenico ». Nel Neogene il corrugamento sarebbe cessato, proseguendo invece il processo di sollevamento con formazione di horst di varia misura.

Il Massiccio Calabrese costituirebbe dunque un buon esempio di zolla relativamente stabile ed essenzialmente autoctona (fig. 13), con costante tendenza al sollevamento e con sovrascorrimenti solamente periferici sulle zone di fossa ai suoi margini. La struttura a falde della Calabria sarebbe indipendente da quella dell'Appennino settentrionale, essendo limitata alle zone marginali di un piccolo massiccio cristallino isolato, come si osserva per certi « massicci centrali » alpini secondo TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935). La sua struttura « a fungo » sarebbe concepibile solo ammettendo sottoscorrimenti dell'avampaese circostante.

Nonostante le accurate descrizioni petrografiche, e nonostante la sua utile funzione di alternativa ai quadri di CORTESE (1895) e di LIMANOWSKI (1913), la monografia di QUITZOW (1935 a) non costituisce certo un progresso sulle idee del secondo. Le cause vanno ricercate anzitutto nella manchevole stratigrafia, che permise di non riconoscere nel cosiddetto « flysch eocenico » calabro-lucano una ben chiara successione liguride: la cosa è tanto più singolare in quanto la monografia fa parte di un gruppo di lavori che prendevano in esame l'Appennino settentrionale per porlo espressamente a confronto con l'Appennino meridionale e la Calabria (v. TEICHMÜLLER & QUITZOW, 1935). Inoltre alla zona di Sangineto-Cetraro come a quella di Lungro-Acquaformosa doveva essere dedicata maggior attenzione in relazione con l'importanza delle conclusioni che QUITZOW (1935 a)

FIG. 12 — Carta geologica della zona di Sangineto secondo QUITZOW (1935 a). 1 - Quaternario; 2 - Pliocene; 3 - Arenarie ed argille mioceniche; 4 - Conglomerati miocenici; 5 - Flysch eocenico; 6 - Breccia basale del Flysch eocenico; 7 - Dolomia Principale del Norico; 8 - Carnico: filladi; 9 - Carnico: serie calcarea superiore; 10 - Carnico: serie calcarea inferiore; 11 - Carnico; porfiriti e serpentine; 12 - Cristallino premesozoico; 13 - faglie; 14 - ricoprimenti.

— Geological map of the Sangineto area according to QUITZOW (1935 a). 1 - Pleistocene; 2 - Pliocene; 3 - Miocene sandstones and shales; 4 - Miocene conglomerates; 5 - Eocene flysch; 6 - Basal breccia of Eocene flysch; 7 - Norian Main Dolomite; 8 - Carnian phyllites; 9 - Carnian Upper Limestone series; 10 - Carnian Lower Limestone series; 11 - Carnian porphyrites and serpentines; 12 - Pre-Mesozoic Crystalline; 13 - faults; 14 - overthrusts.

ne volle trarre. Si sarebbe così revisionato il « Trias metamorfico » di CORTESE, che sembra in realtà costituito da horst o scaglie panormidi in terreni liguridi come già ben riconosciuto a suo tempo per Lungro-Acquaformosa da SELLI (1958), e non sarebbe nato lo « hiatus di Sangineto » contrassegnato da graniti che non sono stati più rintracciati, risparmiando su questi due argomenti molta successiva letteratura che dev'esser consultata per il solo fatto che esiste, ma che non ha ancora prodotto quel dettagliato studio geologico e petrografico della zona che pur sarebbe necessario per poterne discutere seriamente.

E' una questione di metodo: le aree che presentano problemi di importanza primaria e singolare vanno rilevate e pubblicate con estremo dettaglio ed a grande scala, se si ha la pretesa di far avanzare la conoscenza dei relativi problemi, altrimenti si rimanga ai lavori di pretesa più modestamente compilativa ed entro schemi di carattere generale, come il presente studio. Nel corso di questo lo scrivente avrà occasione di tornare ancora su questioni metodologiche, non per esprimere facili giudizi critici, ma perché la geologia regionale è una delle discipline più gravemente insufficienti da questo punto di vista, in Italia come dappertutto. La base di ogni disciplina scientifica è la possibilità di verifica, e questa dev'essere offerta da ogni singolo lavoro che pretenda di esser scientificamente considerato. Ciò significa documentare le proprie

affermazioni con una serie di osservazioni sufficiente a motivarle, come succede in tutti i lavori di fisica, di chimica, di biologia e troppo poco in quelli di geologia. Il motivo sta nella difficoltà materiale della raccolta dei dati geologici, ma anche in una medievale pretesa alla credibilità della pura e semplice affermazione. La geologia della presente generazione è ormai scienza quantitativa, destinata ad applicazioni economiche in tutte le sue specializzazioni, e non può più permettersi di rimanere all'ipse dixit e meno che mai di costringere a rifare ogni volta lo stesso lavoro di rilievo geologico per poter discutere la struttura geologica di una data regione. L'unica via economica per giungere a quadri strutturali largamente accettabili è il rilievo di dettaglio delle zone significative, con larga documentazione esposta in modo da permettere la critica metodologica, e cioè il giudizio di credibilità del lavoro. Le dettagliate monografie regionali e le carte geologiche ben leggibili mediante tutti i colori che si rendono necessari non costituiscono un lusso, ma l'unico modo di limitare l'alluvione di mal documentati lavori sui problemi geologici più difficili, con il conseguente sperpero di carta stampata, di catalogazione in biblioteche straripanti, di tempo di tanti valentuomini che debbono pur leggersi tutta questa mercanzia.

Il « fronte africano » della scuola geologica dinamica di Parigi

Il primo sforzo per ritrovare in Calabria il quadro della geodinamica del Mediterraneo secondo GLANGEAUD (1952), rappresentato in fig. 14, si ha con CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961). Si parte dalla nozione dei cratoni sialici europeo ed africano, separati da un « intervallo » mesogeo in cui sono sparsi elementi sialici della catena ercinica frammentata dalla « distensione triassico-liassica » o catene incompiute nel corso dell'orogenesi ercinica come gli archi dinarici, le Ellenidi ecc. « Intervalli » sono zone primariamente prive di sial, o paleoceani, come l'intervallo tirrenico residuo del grande intervallo mesogeo. « Hiatus » sono zone più ristrette di emissione di materiale simatico fra i massicci sialici del mosaico mediterraneo: esempi Sangineto, Voltri, Alpi franco-svizzere (zona di Ivrea ?). Quando invece si ha sprofondamento di una zona sialica fra due serie di faglie, con possibile apparizione di rocce basiche, si parla di « fossa », come nella stretta di Catanzaro (fig. 15).

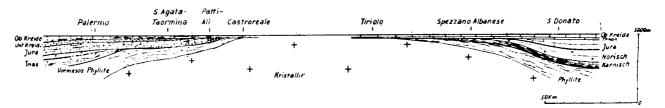



FIG. 13 — Lo sviluppo geanticlinalico alla fine del Mesozoico e relative facies nel massiccio calabrese ed ai suoi margini secondo QUITZOW (1935 a). Puntini - arenarie e conglomerati; trattini-argilloscisti; mattonelle-calcari.

— Geanticlinal development in late Mesozoic time and related facies in the Calabrese massif and its borders according to QUITZOW (1935 a). Dotted-sandstones and conglomerates; dashed-shales; bricks-limestones.

Lo « hiatus di Sangineto » e la « fossa di Catanzaro » separerebbero i massicci dell'Appennino meridionale, della Sila e dell'Aspromonte. Si delinea un « asse tettonogenico mediterraneo » passante in direzione EW fra Sicilia e Sardegna che si raccorda con un « asse tettonogenico tirreno » proveniente da N; ambedue confluirebbero infilandosi nella stretta di Catanzaro e proseguendo verso E. Un « bourrelet » frontale africano comprenderebbe Rif, Cabilie, coste settentrionali della Sicilia, Aspromonte e Serra S. Bruno. Fra lo « hiatus di Sangineto » e la « fossa di Catanzaro » si colloca il massiccio della Sila, indipendente sia dal « bourrelet » africano come dalle Mesogeidi costituenti l'Appennino meridionale (fig. 16).

Sangineto costituirebbe una zona schiacciata diretta EW, occupata in massima parte dagli «schistes pseudo-lustrés » dell'unità di Cetraro, contenenti complesse scaglie schiacciate di radiolariti, serpentine, pillow-lavas, ofioliti, ed infine ad E di di Sangineto delle dioriti iniettate in una lama di gneiss granatiferi della formazione diorito-kinzigitica di NOVARESE (1931).

L'unità di Cetraro andrebbe da Sangineto ad Amantea, data dagli « schistes pseudo-lustrés » con importanti masse di porfiriti e sormontata da scaglie di gneiss granatiferi. Una sottile pellicola di flysch a quarziti omologo a quello del massiccio nordcalabrese riposerebbe tettonicamente sopra questo in-

sieme, ed al di sopra ancora si troverebbe un klippe di dolomia triassica a Cetraro.

Al di sotto del complesso spuntano in finestra le dolomie grigie di Monte Cocuzzo e di Grimaldi, il cui substrato potrebbe esser dato dagli scisti iniettati affioranti fra Amantea, Nicastro e Catanzaro. Il massiccio della Sila è dato da graniti monzonitici, gneiss, pirossenoliti, scisti metamorfici, con migmatiti affioranti presso Amantea. Sul bordo Est della Sila si ha la serie di Rossano, con Trias trasgressivo terrigeno, Giurassico calcareo-marnoso, Eocene medio trasgressivo a calcari nummulitici: tutto l'insieme cristallino e sedimentario è accavallato verso Est in scaglie, sulle quali trasgredisce il Miocene arenaceo-calcareo fortemente dislocato per faglie.

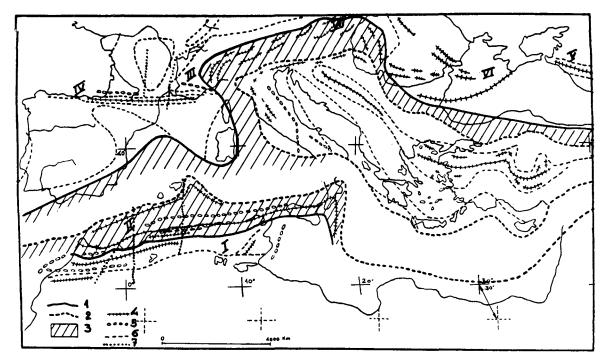



FIG. 14 — Schema tettonico del Mediterraneo nel Mesozoico secondo GLANGEAUD (1952). 1 - limite della parte profonda della scarpata europea; 2 - limite probabile dell'unità dinarica e del margine africano; 3 - scarpata europea nella sua parte batiale ed abissale, scarpata nordafricana; 4 - ispessimenti geanticlinalici e pieghe degli avampaesi europeo, africano e dinarico; 5 - solchi e fosse principali; 6 - limiti paleogeografici nelle zone epicontinentali.

— Tectonic scheme of Mediterranean Sea in Mesozoic time according to GLANGEAUD (1952). 1 - boundary of the deep part of European slope; 2 - probable boundary of Dinaric unity and of African border; 3 - bathyal and abyssal parts of European slope, African slope; 4 - geanticlinal swellings and folds of the European, African and Dinaric forelands; paleogeographic boundaries in epicontinental areas.

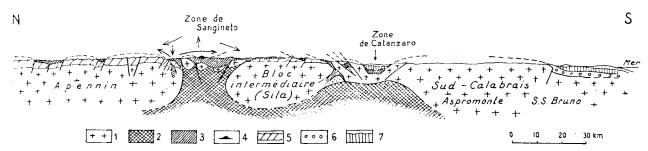



FIG. 15 — Sezione generale della Calabria con lo hiatus di Sangineto e la fossa di Catanzaro secondo CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961). La struttura profonda della zona di Catanzaro è considerata ipotetica dagli autori. 1 - blocchi sialici o crosta superiore; 2 - zona simatica o crosta inferiore; 3 - « schistes pseudo-lustrés » e flysch alloctoni; 4 - klippe dolomitico di Cetraro; 5 - massicci dolomitici; 6 - Oligo-Miocene trasgressivo; 7 - flysch cretacei alloctoni sud-calabresi.

— General section of Calabria with Sangineto hiatus and Catanzaro trough according to CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961). The lower structure of Catanzaro trough is given as hypothetical by the authors. 1 - sialic blocks or upper crust; 2 - simatic zone or lower crust; 3 - « schistes pseudo-lustrés » and allochtonous flyschs; 4 - dolomitic klippe of Cetraro; 5 - dolomitic massifs; 6 - transgressive Oligo-Miocene; 7 - Cretaceous allochtonous South-Calabrese flyschs.

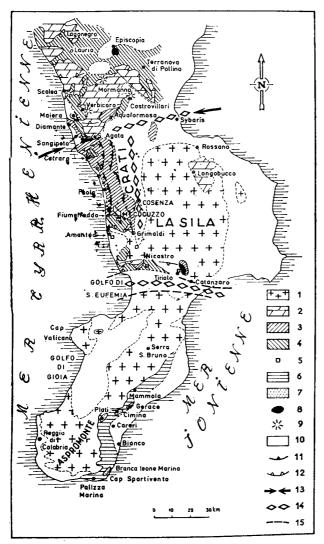



FIG. 16 — Carta tettonica schematica della Calabria secondo CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961). 1 - massicci cristallini della Sila, della Serra S. Bruno e dell'Aspromonte; 2 - massicci calcarei triassico-cretacei calabro-lucani e serie epicontinentale di Longobucco; 3 - « schistes pseudo-lustrés »; 4 - Flysch a quarziti e Flysch nero; 5 - lembi titonico-neocomiani a SW della Sila; 6 - flysch cretacei alloctoni sud-calabresi; 7 - Flysch Numidico alloctono sud-calabrese; 8 - rocce verdi e scisti verdi; 9 - vulcani limburgitici; 10 - Mio-Plio-Quaternario postorogeno; 11 - scaglie di gneiss granatiferi fra Sangineto ed Amantea (unità di Cetraro); 12 - zone di struttura a scaglie E-W; 13 - « hiatus intercratonico » di Sangineto; 14 - depressioni mio-plio-quaternarie di Sangineto e di Catanzaro; 15 - limiti della depressione di Catanzaro.

— Schematic tectonic map of Calabria according to CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961). 1 - crystalline massifs of Sila, Serra S. Bruno and Aspromonte; 2 - Triassic-Cretaceous calabro-lucanian massifs and epicontinental Longobucco sequence; 3 - « schistes pseudo-lustrés »; 4 - Quartzite Flysch and Black Flysch; 5 - Tithonian-Neocomian outcrops SW of the Sila; 6 - South-Calabria allochtonous Cretaceous flyschs; 7 - South-Calabria allochtonous Numidian Flysch; 8 - greenstones and green schists; 9 - limburgitic volcanoes; 10 - postorogenic Miocene-Pliocene-Pleistocene; 11 - garnetiferous gneiss scales between Sangineto and Amantea (Cetraro unit); 12 - E-W directed scales zones; 13 - Sangineto « intercratonic hiatus »; 14 - Sangineto and Catanzaro Miocene, Pliocene and Pleistocene troughs; 15 - boundaries of Catanzaro trough.

Per quanto riguarda la fossa di Catanzaro, potrebbe trattarsi anche di un hiatus primario fra due nuclei cristallini ercinici. Le corrispondenze paleogeografica e tettonica con l'Africa del Nord permettono di stabilire definitivamente l'esistenza di un dominio riffano-calabrese i cui segmenti (Rif, Cabilìe, Peloritani, Calabria meridionale) si allineano per più di 2.000 km. « E' una ragione di più per considerare la zona di Catanzaro come un limite maggiore fra due grandi domini paleogeografici e strutturali del Mediterraneo occidentale ».

In un secondo lavoro, sempre a carattere di sintesi (fig. 17), di GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961) viene definito per la regione di Cetraro un « Permotrias metamorfico » costituito da scisti policromi epimetamorfici con livelli arenacei, lenticciole di calcari cristallini e livelli di gesso, corrispondente al Carnico di QUITZOW (1935 a) e di cui non è conosciuto il substrato. Su di esso riposa il « flysch a quarziti » già noto dal massiccio nordcalabrese, con scisti epimetamorfici azzurrognoli e con banchi di quarziti: su di essi riposano porfiriti sormontate da calcari straterellati. Il fatto che il « flysch a quarziti » riposi direttamente sul « Permotrias metamorfico » a S di Sangineto, mentre a N di questa località fra di essi si intercala la potente massa dei calcari secondari, indicherebbe che le due zone sono state separate dal fenomeno della « distensione triassico-liassica » a partire dal Norico, in completa analogia con la distensione che ha separato il blocco iberico da quello africano.

Le dolomie di Cetraro, interpretate nel lavoro precedente come klippen sovrapposti sul « flysch a quarziti », vengono ora considerate equivalenti a quelle affioranti sulla strada Sangineto-S. Sosti e a quelle di M. Cocuzzo e di Grimaldi, ossia come rappresentanti della più bassa delle unità trasportate. Infine i gneiss granatiferi vengono considerati derivanti da un'unica lama sovrapposta sui flysch, fagliata e dislocata dopo il trasporto.

Le filladi che poggiano sulle dolomie di M. Cocuzzo, su quelle a S di Amantea e a NW di Sambiase, vengono riconosciute come un « flysch a quarziti tipo Sud » caratterizzato da porfiriti e probabilmente equivalente al « flysch a quarziti tipo N » di Cetraro e del massiccio nordcalabrese. Alcuni klippen di Titonico ad Amantea, Martirano, Tiriolo sembrano testimoniare di un'unità tettonica indipendente.

Varie ipotesi possono interpretare la tettonica della regione, ma sempre entro un quadro limitato

dagli hiatus di Sangineto e di Catanzaro, che potevano nel Secondario far parte di un hiatus unico allargato, entro il quale sarebbero avanzate le falde provenienti da uno o da tutti e due i suoi margini. In ogni caso si dovrebbe separare nettamente il blocco cristallino della Sila dal sistema appenninico. Esso sarebbe un elemento intermedio situato a N del blocco africano e corrispondente a ciò che GLANGEAUD (1952) ha chiamato « microcratoni delle Mesogeidi ». Nel Cretaceo inferiore una compressione delle Dinaridi si sarebbe ripercossa su di esso spingendolo verso l'hiatus di Sangineto, zona depressa dal Norico in poi e punto debole del « dispositivo mediterraneo ». Di questo sovrascorrimento non restano ora che dei lembi riposanti sopra le serie oceaniche autoctone o parautoctone dell'hiatus Sangineto-Catanzaro. In una seconda fase con un massimo nell'Aquitaniano si sarebbero messi in posto i plastici flysch della Lucania e Calabria settentrionale attraverso il noto processo di compressione-surrezione-scivolamento, ed altrettanto sarebbe accaduto verso la Sicilia. La morfologia attuale è invece dovuta alla grande fase ponto-plio-quaternaria come in tutto il resto del Mediterraneo.

Attraverso molte pubblicazioni minori della stessa scuola su problemi sia particolari che generali, si giunge alla recente e per il momento conclusiva sintesi di DUBOIS (1970). Essa parte dalla sintesi mediterranea di GLANGEAUD (1952) che riattaccava il « Paleozoico calabro-siciliano » al « fronte africano » trasportato sopra il bordo del « blocco europeo » con una fronte situata fra la Calabria centrale e la Calabria settentrionale, e giunge a definire un « dominio calabrese » largamente trasportato sopra un « dominio appenninico », con « tre falde calabresi » (fig. 18) formatesi attraverso più fasi di compressione e di metamorfismo interessante sia le finestre appenniniche che una parte del Cristallino calabrese trasportato. Essa conclude inter-

FIG. 17 — Stato tettonico attuale della Calabria secondo GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961). 1 - mantello terrestre; 2 - crosta inferiore; 3 - crosta superiore granitica incompleta; 4 - serie metamorfica; 5 - « schistes lustrés » e scisti primari autoctoni; 6 - scaglia dei calcari dolomitici; 7 - flysch trasportati; 8 - lembi mesozoici a facies neritiche in posizione normale sulla Sila; 9 - batoliti granitici e rocce eruttive mesozoiche.

— Present tectonic state of Calabria according to GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961). 1 - mantle; 2 - lower crust; 3 - incomplete granitic upper crust; 4 - metamorphic sequence; 5 - « schistes lustrés » and autochtonous Paleozoic schists; 6 - dolomitic limestone scales; 7 - carried flyschs; 8 - neritic Mesozoic terrains in normal position on the Sila; 9 - granitic batholiths and Mesozoic eruptiva.

FIG. 18 — Le relazioni fra l'area calabrese e l'area appenninica prima dei trasporti orogenici secondo DUBOIS (1970).

— Relations between Calabrese realm and Apenninic realm before orogenic transports according to DUBOIS (1970).

pretando la Calabria centrale come una vasta zona di restringimento in senso S-N, denominata « sutura calabro-appenninica ».

Le varie grandi unità secondo DUBOIS possono riassumersi come segue:

a) « *Trias metamorfico* dato dagli « schistes pseudolustrés, dalle dolomie, carniole e gessi della finestra di Cetraro-Acquappesa, dai calcari dolomitici selciferi grigi delle Terme Luigiane e del Timpone del Forno fra Malvito e Fagnano Castello, dalle masse calcareo-dolomitiche di M. Cocuzzo e di Grimaldi, dalle dolomie selcifere di Còrica e da quelle cristalline di Sambiase. Metamorfismo in facies di scisti verdi (zona della clorite);

b) *Giurassico metamorfico*, anche se questa denominazione non viene espressamente usata, che verso l'alto arriva a livelli berriasiani a Calpionelle. Esso è costituito dal « flysch a quarziti » alloctono nella Calabria settentrionale ma nella Calabria centrale forse in successione normale sui calcari selciferi e quindi in gran parte giurassico; sopra di esso si hanno le *diabasi-porfiriti* di Cetraro e degli altri affioramenti più settentrionali, le *prasiniti* e *serpentiniti* di Fuscaldo, Rose, Còrica, Savuto, M. Reventino e Gimigliano; segue fra Acquappesa e Guardia Piemontese un caratteristico orizzonte di *scisti policromi* e *metaconglomerati a quarzo rosa*, come anche a Gimigliano; infine alla sommità della serie si hanno i *calcari e le microbrecce a Calpionelle* o calcari straterellati, con *radiolariti* nella zona Spezzano Albanese-Terranova da Sìbari. Il metamorfismo a glaucofane delle vulcaniti mostra un gradiente in aumento da N (subfacies a glaucofane e lawsonite) a Sud (subfacies a glaucofane ed epidoto);

c) *falda calabrese inferiore*, o *unità filladica*, a filladi sericitico-cloritiche con lenticciole di quarzo e sporadiche sottili intercalazioni di calcare cristallino, generalmente sovrapposta sulle « finestre appenniniche » (vale a dire sulle associazioni ofioliti-calcari a Calpionelle). La carta di DUBOIS (fig. 19) ne mostra l'estensione soprattutto fra M. Cocuzzo, Aiello Càlabro e Soverìa Mannelli, fra Rose, Spezzano della Sila e NE M. Paganella, fra Rogliano, C. Ospedale e Soverìa Mannelli, fra Savuto, Gizzerìa, Nicastro, Gimigliano, M. Reventino, e infine nelle finestre della zona Castagna-Cicala-Taverna-Gimigliano;

d) *falda calabrese intermedia*, o *unità di Castagna*, ad ortogneiss granitici bianchi (Castagna, Colle Castagna, Colle Serralta, M. Farinella, M. Codorelle, Colle Pallone) con scisti filladici metamorfosati per contatto ad andalusite-cordierite e subordinata staurotide, con filoni microcristallini, con scisti iniettati (scisti vari di Pentone), con calcari paleozoici. Si può ricostituire una successione di ortogneiss laminati in epoca alpina alla base, passanti verso l'alto a graniti carboniferi cataclastici, limitati al bordo Sud da filladi a lenticciole calcaree. Dalla bassa valle dell'Alli ad Amantea si ha uno sciame di lembetti di calcare supragiurassico a Trocholine e Clipeine (Logliastrello, Petrina, S. Elia) talora con argille rosse e verdi e sabbie grossolane friabili lignitifere alla base (Tiriolo, Martirano, Aiello Càlabro, Cozzo Cianni). Le filladi, affioranti soprattutto sul margine settentrionale della fossa di Catanzaro, non sono fondamentalmente diverse da quelle della falda inferiore;

e) *falda calabrese superiore* che nella Sila comprende da W verso E una banda di gneiss a granato e sillimanite da S. Demetrio Corone a Zagarise, un asse di graniti da Acri e Rossano alla zona di Savelli e S. Giovanni in Fiore, ed una copertura di filladi metamorfosate per contatto da Longobucco al M. Pettinascura a Bocchigliero-Puntadura-Caloveto e di lì lungo il margine E della Sila, simili a quelle della falda inferiore e della falda intermedia. La copertura sedimentaria è costituita dal Lias di Longobucco e dai calcari rossi a Crinoidi di Caloveto. Alla stessa falda appartengono i gneiss che coronano le finestre della Catena Costiera.

L'edificio calabrese delle tre falde sovrapposte è completo solo nella parte meridionale della Calabria centrale (Racise-Taverna-Tiriolo-Miglierina). A S della fossa di Catanzaro la falda superiore si allarga ricoprendo completamente tutti i livelli sottostanti, tranne che a Màida ed a Girifalco dove dei graniti fillonitizzati costituiscono gli ultimi testimoni della falda intermedia.

Quest'ultima si chiude anche verso N all'incirca sulla linea Colle Ospedale-Rogliano. A Rose ed a Fuscaldo solo la falda inferiore e quella superiore coprono le rocce verdi del Giurassico, ed a Mongrassano, Fagnano Castello e Malvito anche la falda inferiore è scomparsa e sopra il Giurassico rimangono solo i gneiss a granato e sillimanite.

Molto opportunamente DUBOIS confessa l'incertezza della distinzione fra scisti triassici di Cetraro-Acquappesa (schistes pseudolustrés), scisti giurassici del « flysch à quartzites » e scisti paleozoici (filladi) sovrascorsi con le falde calabresi.

Una prima fase metamorfica alpina comporterebbe un ricoprimento verso NNW con radici

FIG. 19 — Le falde della Calabria centrale e le finestre appenniniche secondo DUBOIS (1970). 1 - Oligomiocene di Catanzaro e Miocene di Cropalati; 2 - Eocene di Paludi; 3 - Lias di Longobucco e di Caloveto; 4 - filoni microgranitici; 5 - falda superiore di paragneiss e granuliti della Sila; 6 - falda intermedia ad ortogneiss e filladi; 7 - falda inferiore filladica; 8 - orizzonte vulcanico a glaucofane; 9 - serie mesozoiche dell'Appennino meridionale.

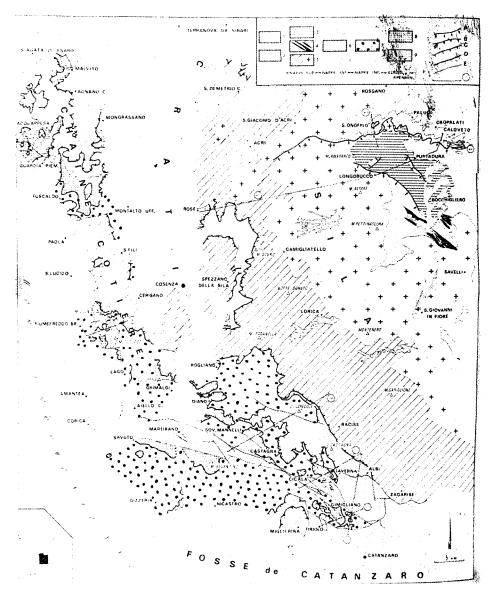
— Nappes of Central Calabria and Apenninic windows according to DUBOIS (1970). 1 - Catanzaro Oligomiocene and Cropalati Miocene terrains; 2 - Paludi Eocene formation; 3 - Longobucco and Caloveto Liassic series; 4 - microgranitic dykes; 5 - upper Sila paragneiss and granulite nappe; 6 - intermediate orthogneiss and phyllite nappe; 7 - lower phyllite nappe; 8 - glaucophane-bearing volcanic horizon; 9 - Mesozoic Southern Apennine series.

apparenti nell'attuale fossa di Catanzaro e con una traslazione di almeno 80 km del « dominio calabrese » su quello appenninico. Una seconda fase espressa da pieghe e micropieghe indicherebbe limitati spostamenti delle falde calabresi verso SW. Una terza fase a grandi pieghe vergenti a N nei calcari triassici di Cetraro ed Acquappesa (fig. 20), di età anteriore al Neogene di Bonifati, avrebbe prodotto anche il grande sovrascorrimento che porta il granito di M. Palèparto, le filladi ed il Lias di Longobucco sopra il Nummulitico di Paludi-Cropalati e sopra i calcari a crinoidi di Caloveto, nonché i sovrascorrimenti delle filladi di Puntadura sul Lias e dei graniti e delle filladi di Longobucco ancora sul Lias (fig. 21). Le brecce del Nummulitico conterrebbero ciottoli di calcari a Calpionelle e di calcari a Globotruncane, e pertanto di provenienza appenninica secondo DUBOIS, che ne deduce un meccanismo per cui il Nummulitico sarebbe trasgressivo sulle falde calabresi ed i sovrascorrimenti ora descritti sarebbero invece postorogeni. Nella fossa di Catanzaro il margine Nord mostra frequenti « depositi arenaceo-micacei più o meno conglomeratici dell'Oligo-Miocene, di

FIG. 20 — Pieghe decametriche coricate verso N nell'intercalazione calcarea triassica di Acquappesa, da DUBOIS (1970).

— Northwards lying decametric folds in the Triassic calcareous intercalation of Acquappesa, from DUBOIS (1970).

evidente carattere postorogeno » rispetto sia alla prima che alla seconda fase tettonica. Dal punto di vista della cronologia assoluta si hanno i 285 MA delle biotiti dei graniti (Carbonifero terminale) ed i ringiovanimenti alla base della falda intermedia, con età apparenti di 58-65 MA ossia eoceniche, ed infine i 48 ± 2 MA delle muscoviti del Trias metamorfico di Cetraro, ossia Luteziano inferiore (Borsi & Dubois, 1968).

Concludendo, dal punto di vista paleogeografico la Calabria mostra per Dubois (1970) il passaggio fra un meridionale « dominio calabrese » rimasto per lo più in emersione salvo che nel Giurassico terminale, ed un settentrionale dominio appenninico a sedimentazione continua dal Trias al Neocomiano con intercalazioni effusive. L'arco calabro-siciliano sarebbe una creazione tettonica recente, ossia un frammento di continente bordato dagli sprofondamenti tirrenici. Tenendo presente questa « banale » constatazione, vanno accolti con sospetto gli schemi di geometria conforme con l'arco calabro-siciliano, come quello di Limanowski (1913) ripreso da Ogniben (1969). Invece l'interpretazione della Calabria centrale proposta da Dubois « conduce ad ammettere che il trasporto di essa vada a radicarsi sotto la Calabria meridionale » ciò che « è finalmente più vicino all'ipotesi del *fronte africano* sostenuto da Glangeaud (1952) ». Non vanno dimenticati gli spostamenti verso S dei Peloritani: il blocco peloritano-calabrese funziona come un sistema a doppio espandimento simmetrico, verso N e verso S.

In epoca postorogena si ha fagliamento in horst e graben, e contemporaneamente messa in posto di altre falde per le quali si può ravvisare una certa relazione con la forma dell'arco calabro-siciliano, ma che escono dal campo di studio di Dubois (1970), secondo l'autore stesso.

Nel complesso, il gruppo di lavori ricordato nel presente capitolo costituisce un'utile alternativa di idee, più che una fonte di dati per i quali generalmente non vengono forniti elementi di valutazione metodologica. Non si esce tuttavia dalla soggezione ideale nei confronti di Glangeaud (1952), e cioè di una sintesi scritta molto tempo fa, dalla quale sarebbe tempo di prescindere alla luce delle molte nuove evidenze.

Nell'ottica del « fronte africano » casca anche De Roever E.W.F. (1972), in un lavoro d'altronde analiticamente limitato alla zona di Fuscaldo e con utilmente fruttuosa preponderanza di orientamento petrografico, alla quale tuttavia l'autore vuol aggiungere anche la sua visione « globale ». Questa si basa sull'esclusione dalla successione liguride di tutto ciò che non sono metabasiti e Calcari a Calpionelle e sulla considerazione esclusiva del gradiente metamorfico del ristretto settore liguride della Calabria nord-occidentale e delle lineazioni del diagramma delle sole metabasiti. Ne segue che l'autore non si accorge di lavorare sul solo estremo nord-occidentale dell'arco calabro-siculo, e postula una struttura a ricoprimenti diretti EW con vergenza verso Nord dall'Africa al di sopra del « microcontinente italiano ».

Fig. 21 — Sovrascorrimenti della zona Longobucco-Puntadura-F. Trionto secondo Dubois (1970).
— Overthrusts in the Longobucco-Puntadura-Trionto River area according to Dubois (1970).

I lineamenti geostrutturali della Carta al 25.000

Il quadro strutturale della Carta Geologica della Calabria al 25.000 è dato dalla Relazione Generale di Burton (1971). Nei capitoli sulla stratigrafia sono distinte dapprima le rocce metamorfiche come segue (fig. 22):

1) *Scisti epimetamorfici* comprendenti: le filladi sottostanti alle successioni mesozoico-terziarie del Rossanese e di Amantea-Tiriolo-Stilo-Cànolo-Palizzi e zone vicine (Gruppo 1); gli scisti sottostanti al Cristallino della Sila e dell'Aspromonte (Gruppo 2), ossia in pratica il Complesso Liguride del presente lavoro; le filladi del Gruppo 3 (fogli Verbicaro e Castrovìllari), gli scisti sericitici di Cetraro e di Lungro-Acquaformosa, gli scisti del Fiume Lao e infine gli scisti del Torrente Frido, e cioè ancora facies argilloscistose più o meno filladiche appartenenti al Complesso Liguride del presente lavoro e di Ogniben (1969). La distinzione fra le filladi del Gruppo 1 e le altre è confer-

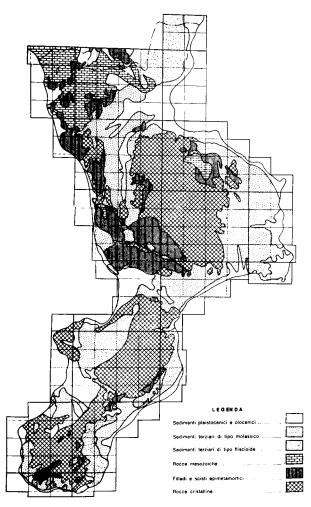



FIG. 22 — Affioramenti dei principali gruppi litologici in Calabria secondo BURTON (1971).

— Outcrop areas of main lithologic groups in Calabria according to BURTON (1971).

mata dall'attribuzione delle prime ad età tardo-paleozoica, delle seconde ad età e metamorfismo forse inframiocenico, sia pure in alternativa con una « ragionevole supposizione che siano di età probabilmente paleozoica tarda »;

2) *Scisti biotitici e gneiss*, acidi e basici, corrispondenti alla Falda dell'Aspromonte di questo lavoro;

3) *Scisti e gneiss dinamometamorfici* corrispondenti alla Falda di Castagna di questo lavoro;

4) *Graniti e rocce connesse* (fig. 23), di età paleozoica, collegati con la Falda dell'Aspromonte e con le filladi del Rossanese;

5) *Rocce basiche ed ultrabasiche* corrispondenti alle ofioliti del Complesso Liguride di questo lavoro;

6) *Mesozoico*, comprendente nella Calabria nord-occidentale la « facies selcifera » potente 1150 m, lungo il confine calabro-lucano la « facies di scogliera » potente sui 3000 m; seguono la « facies orientale » comprendente le successioni del Rossanese, di Amantea, Tiriolo, Stilo, Cànolo, Palizzi e zone vicine, e la « facies di Terranova da Sìbari » (fig. 24) comprendente i Calcari a Calpionelle e la Formazione del Saraceno (v. OGNIBEN, 1969);

7) *Terziario.* Lasciando da parte le zone dei fogli Verbicaro, Castrovìllari ed Amendolara, discusse in OGNIBEN (1969), vi vien compreso: l'Eocene di Rossano; l'Oligocene a Nummuliti di Tiriolo e quello continentale di Agnana-Antonimina; il Miocene inferiore-medio della Calabria meridionale comprendente ciò che nel presente lavoro vien descritto come Flysch tardiorogeno calabride, Complesso Antisicilide, Flysch Numìdico del Complesso Antisicilide; il Miocene medio-superiore comprendente il Calcare di Capo dell'Armi (= Calcare a Briozoi di questo lavoro), la Molassa a Clipeastri sotto varie denominazioni, le argille grigie tortoniane e gli strati con evaporiti

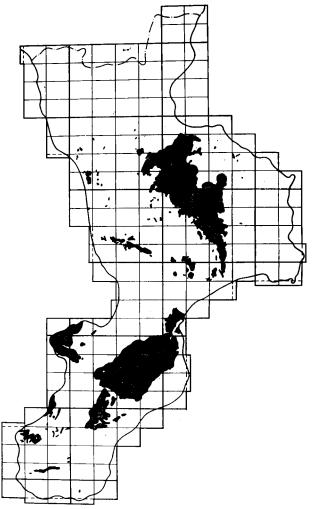



FIG. 23 — Graniti e rocce associate in Calabria secondo BURTON (1971).

— Granites and associated rocks in Calabria according to BURTON (1971).

del Sarmaziano; il Pliocene distinto in Pliocene inferiore della valle del Crati e della facies di « Trubi » della Calabria meridionale, ed in Pliocene superiore-Calabriano ancora della valle del Crati, del Crotonese-Catanzarese, della Locride, del Reggiano e del bacino del Petrace; il Pliocene-Calabriano non differenziati del graben fra le Serre e il massiccio di Capo Vaticano; il Calabriano della valle del Crati, della costa ionica da Corigliano a Cirò e della zona di Reggio;

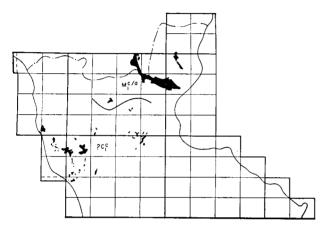



FIG. 24 — Distribuzione della « facies di Terranova da Sìbari » secondo BURTON (1971).

— Location of the « Terranova da Sìbari facies » according to BURTON (1971).

8) *Quaternario* comprendente i depositi terrazzati costieri, i non antichi terrazzi fluviali e l'area peneplanata per azione subaerea dal Miocene in poi nelle alte zone della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte, il tutto riferito ad età dal Pleistocene medio a quello superiore, senza escludere l'età calabriana di qualche terrazzo più alto. Infine i depositi olocenici corrispondenti alle attuali spiagge e piane alluvionali.

Dopo un'utile descrizione mesostrutturale che viene ampiamente riferita più avanti nel capitolo riguardante la tettonica, vien riassunta la storia geologica della regione, e di conseguenza in pratica anche il quadro macrostrutturale. Vengono riferiti al Paleozoico il metamorfismo profondo degli scisti biotitici e gneiss, la successiva deposizione e poi il metamorfismo epizonale delle filladi del Rossanese, di Tiriolo-Stilo ecc. e delle filladi associate con ofioliti (= Complesso Liguride del presente lavoro), ed infine l'intrusione dei plutoni della Sila e delle Serre. Al Mesozoico viene attribuita la differente evoluzione dei bacini della « facies selcifera » e della « facies di scogliera » (ambedue = Complesso Panormide di questo lavoro e di OGNIBEN, 1969), nonché della « facies orientale » e della « facies di Terranova da Sìbari » già ricordate. Nel Terziario dopo la sedimentazione inframiocenica si sarebbero avuti i movimenti tettonici dell'orogenesi alpina con formazione delle relative strutture:

a) sovrascorrimento da S verso N o da SW verso NE della « facies selcifera » sopra la « facies di scogliera »;

b) scivolamento della falda delle filladi sopra i livelli inframiocenici della Calabria settentrionale, da W verso E o da NW verso SE;

c) scivolamento della falda degli scisti dinamometamorfici (= Falda di Castagna) da E verso W o da SE verso NW;

d) scivolamento della « falda principale di rocce cristalline » da E verso W o da SE verso NW;

e) scivolamento della « facies di Terranova da Sìbari » forse da NW verso SE, oppure come la falda precedente;

f) ripresa della sedimentazione nel Miocene inferiore, con successivi sovrascorrimenti locali del Cristallino sopra l'Eocene del Rossanese e sopra i Calcari a Calpionelle, e piegamenti con spinta principale da W verso E, nonché formazione di flessure EW (zone di Catanzaro-Nicastro e di Sangineto) ed ESE-WNW (fra Amantea e Catanzaro, e fra Màmmola e Cinquefrondi);

g) subsidenza ed ampia trasgressione mediomiocenica;

h) sollevamento alla fine del Miocene;

i) subsidenza pliocenica « molto rapida visto che la fase iniziale di deposizione in acque basse o fu relativamente breve o venne a mancare completamente »;

l) sollevamento iniziato durante il Calabriano e proseguito durante il Quaternario e « probabilmente persistente anche oggi ».

Dal punto di vista del quadro genetico-strutturale la sintesi di BURTON (1971) presenta fra l'altro due interrogativi principali:

1) l'alternativa fra l'età paleozoica (preferita) o quella inframiocenica delle filladi ed ofioliti del Complesso Liguride: questa seconda possibilità trova origine nei rilievi eseguiti per la Carta al 25.000 della Calabria sul versante N del Pollino, già criticamente discussi in OGNIBEN (1969) a proposito di GHEZZI & BAYLISS (1964);

2) la successione verticale di ricoprimenti provenienti da opposte direzioni: le filladi da W o NW verso E o SE; sopra di esse la Falda di Ca-

stagna e quella « cristallina principale » da E o SE verso W o NW; quindi i sovrascorrimenti locali del Cristallino nel Rossanese e nel foglio Paola da W verso E. Sono fenomeni che altrove sembrano obbedire sempre ad un senso generale di deformazione, in cui rientrano anche locali deformazioni in senso opposto.

Altro punto da notare è lo scarso impegno della revisione stratigrafica, mal conciliabile con un rilevamento regionale ex-novo.

per gli scopi del presente lavoro. Nel riassunto riportato in OGNIBEN (1970) è figurato uno schema paleotettonistico (fig. 25) che parte dall'avampaese ibleo al di fuori della Sicilia NE, e mostra in quest'ultima un succedersi dall'esterno verso l'interno, ossia dal basso in alto nella situazione tettonica di oggi, di:

a) *Complesso Basale* di facies imerese, considerato di miogeosinclinale in quanto termina con i depositi fliscioidi più esterni. Alla base si hanno

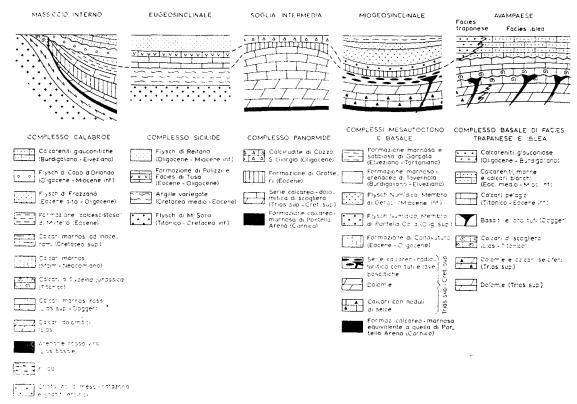



FIG. 25 — Schema paleotettonistico della Sicilia secondo OGNIBEN (1960).
— Paleotectonistic scheme of Sicily according to OGNIBEN (1960).

L'arco calabrese come segmento della catena marginale appenninica, da OGNIBEN (1960; 1969)

L'incoerenza dei modelli strutturali della Calabria persuase lo scrivente a partire dalle due regioni che ne costituiscono i prolungamenti assiali, in modo da arrivare ad un modello della Calabria basato sull'interpolazione a partire dai suoi estremi, beninteso tenendo il massimo conto dei dati disponibili.

Per la Sicilia NE il modello strutturale di OGNIBEN (1960) risulta già incompleto ed arretrato rispetto a nuove conoscenze che si vanno aggiungendo e che in parte non sono ancora pubblicate. Tuttavia le sue grandi linee sono rimaste valide e sufficienti

depositi terrigeni del Carnico, quindi una serie calcareo-selciosa dal Trias superiore al Cretaceo con varie lacune, ed infine una trasgressiva formazione marnoso-calcarea eocenico-oligocenica che passa in continuità verso l'alto al Flysch Numìdico, alternanza altamente caratteristica di torbiditi gradate di quasi puro quarzo proveniente dalle assise continentali sahariano-nubiano-arabiche e di argille brune di genesi lateritica;

b) *Complesso Panormide* considerato rappresentativo di una soglia intermedia, in quanto inizia alla base con depositi terrigeni del Carnico come il complesso precedente, ma poi continua con una potente successione mesozoica carbonatica di scogliera, con una trasgressiva formazione marnoso-

calcarea eocenica od oligocenica, ed infine con un conglomerato apicale forse oligocenico;

c) *Complesso Sicilide* considerato di eugeosinclinale anche se privo di ofioliti in quanto coronato dai depositi fliscioidi interni, che recenti studi (VEZZANI, 1972 b) mostrano trasgressivi sulle due distinte falde di ricoprimento in cui il complesso è diviso. La successione originaria può essere così ricostruita: un'alternanza calcareo-argillosa titonica cui seguono prevalenti argilliti infracretacee ed un'alternanza di quarzareniti feldispatiche ed argilliti infra-mediocretacee; al di sopra una potente formazione di argille variegate mediosupracretacee fino ad infraeoceniche, che si ritrovano come componente principale di tutti i miscugli tettonici tipo « argille scagliose » della Sicilia (e nella massima parte di quelli dell'Appennino meridionale, oltre che in parte dell'Appennino settentrionale); un'alternanza marnoso-calcarea eocenica con tufiti andesitiche eo-oligoceniche omologhe per composizione, età e significato alle celebri arenarie di Taveyannaz dell'Elvetico; infine il Flysch di Reitano oligo-miocenico a grovacche, chiaramente dovuto ad apporto detritico da un massiccio cristallino interno a differenza del Flysch Numìdico. Esso è trasgressivo dalla più esterna alla più interna delle due unità tettoniche costituenti la successione sottostante, e perciò da considerare tardiorogeno in quanto con esse successivamente trasportato sopra le successioni più esterne;

d) *Complesso Calabride*, prevalentemente cristallino, e perciò avente composizione e ruolo del classico « massiccio interno ». Esso risulta dato da differenti unità con differenti successioni mesozoiche a facies di soglia progressivamente meno subsidente verso le unità più alte, ossia più interne. L'unità inferiore (*Falda di Longi*) è data da semiscisti filladici di derivazione pelitica e psammitica, con trasgressiva una successione di ruditi ed areniti continentali rosso-vino, calcari neri sinemuriani a brachiopodi, calcari algali, calcari pelagici titonico-cretacei, marne pelagiche supracretaceo-eoceniche passanti gradualmente al Flysch di Frazzanò di età vicina al passaggio Eocene-Oligocene. Su questo tipico flysch a grovacche si sovrappone la *Falda di Galati*, data come la precedente da semiscisti antichi su cui trasgrediscono depositi ruditici e calcari algali del Titonico e depositi grossolani a Nummuliti. Ancora al di sopra segue la *Falda di Mandanici* data da filladi antiche di epizona profonda con lame di calcari a Calpionelle. Alla sommità si ha infine la *Falda dell'Aspromonte* data da graniti, gneiss e micascisti ad alto grado metamorfico. Sopra le tre falde più elevate trasgredisce il tardiorogeno oligo-miocenico *Flysch di Capo d'Orlando*, che rappresenta la continuazione della sedimentazione del Flysch di Frazzanò, interrotta stratigraficamente ma non temporalmente dalla messa in posto delle tre falde di Galati, di Mandanici e dell'Aspromonte sopra quella di Longi.

Sul Complesso Calabride giacciono anche Argille Variegate di facies sicilide, ricoperte in trasgressione da calcareniti glauconitiche burdigaliano-elveziane. Le prime sono state interpretate come un « *Complesso Antisicilide* » dovuto a trasporto di sedimenti sicilidi verso l'interno in epoca inframiocenica. Le calcareniti glauconitiche (« *Complesso Post-antisicilide* ») costituiscono un episodio finale della sedimentazione tardiorogena, da considerare alloctona in quanto trasgressiva su unità tettoniche già soggette a trasporto in fasi precoci del corrugamento, e poi assieme con queste coinvolta nel generale trasporto al di sopra del Complesso Basale, all'incirca alla data del limite Elveziano-Tortoniano.

Sull'edificio a falde della Sicilia NE giace in posizione trasgressiva e nettamente postorogena (*Complesso Postorogeno*) la successione dei *depositi tortoniani, messiniani ed infrapliocenici*, cui dopo una nuova fase tettonica succede un *ciclo trasgressivo medio-suprapliocenico-infrapleistocenico*, ed infine su tutto si sovrappongono le *vulcaniti etnee*.

A questo edificio a falde riscontrato sul prolungamento assiale della Calabria verso la Sicilia, ossia verso SW, fa riscontro un molto simile edificio osservato sull'altro prolungamento assiale verso N, nella zona del confine calabro-lucano, come descritto in OGNIBEN (1969) e riassunto in OGNIBEN (1970) mediante uno schema paleotettonistico (fig. 26). Anche qui si ha un avampaese pugliese corrispondente a quello ibleo dello schema siciliano, e procedendo verso l'interno si incontrano varie successioni autoctone o alloctone, ed in quest'ultimo caso sovrapposte in livelli sempre più elevati:

a) successione di miogeosinclinale, suddivisa in una porzione inferiore emergente in forma di nuclei anticlinali (*Complesso Basale*) ed una porzione superiore a strutture anticlinali dislocate da un trasporto postorogeno suprapliocenico-pleistocenico entro l'avanfossa bradànica (*Complesso Ex-basale*). La successione ricostruita comprende una formazione terrigena ladino-carnica, una serie calcareo-silicea dal Trias superiore al Cretaceo inferiore, una serie di formazioni calcaree, silicee e marnose dal Cretaceo superiore all'Eocene affioranti più a Nord della zona studiata, un Flysch Numìdico del tutto identico a quello siciliano, ed

infine marne arenacee burdigaliane, marne e calcareniti elveziane ed un flysch a grovacche arcosiche elveziano che secondo alcuni giunge fin entro il Tortoniano (Flysch di Masseria Luci). Questo, ed il Flysch Numìdico prima nominato, occupano una posizione esterna rispetto a tutte le successioni di seguito descritte, e per questa ragione l'intera successione vien considerata di miogeosinclinale;

b) *Complesso Panormide*, corrispondente al cosiddetto Appennino calcareo meridionale, che costituisce una successione di soglia intermedia data dalla stessa formazione ladino-carnica già riportata per il Complesso Basale; da una potente serie carbonatica spesso con facies di scogliera dal Trias superiore al Cretaceo; da una trasgressiva formazione calcareo-marnosa paleogenica con resti di un ciclo effusivo limburgitico-andesitico di tipo susseguente; da trasgressivi depositi inframiocenici calcareo-marnosi verso la base e sviluppantisi verso l'alto in un flysch a grovacche arcosiche (Formazione del Bifurto) molto simile al Flysch di Masseria Luci della successione di miogeosinclinale;

c) successione di tipo eugeosinclinalico in posizione largamente esterna rispetto sia al Complesso Panormide che a terreni ofiolitiferi più interni, ed in relazione di sovrapposizione sia verso quello che verso questi. L'analisi delle varie evidenze ha fatto concludere per una provenienza di questa successione da zone interne rispetto al Complesso Panormide ed esterne rispetto ai terreni ofiolitiferi (OGNIBEN, 1969). Si tratta sempre del *Complesso Sicilide* già osservato in Sicilia: alternanza di peliti ed arcosi litiche del Cretaceo inferiore-medio, conglomerati arcosici del Cretaceo medio, argille variegate supracretaceo-eoceniche molto potenti con livelli di calcari a Globigerine e brecciole a macroforaminiferi attorno al limite Cretaceo-Eocene, una formazione calcareo-tufitica eocenico-oligocenica del tutto identica agli omologhi siciliani delle elvetiche arenarie di Taveyannaz, ed infine un trasgressivo infra-mediomiocenico Flysch di Gorgoglione a grovacche arcosiche, molto simile al siciliano Flysch di Reitano e trasgressivo sia sul Complesso Sicilide che sui terreni ofiolitiferi qui sotto descritti, e perciò da considerare tardiorogeno;

c bis) successione di tipo eugeosinclinalico a caratteri nettamente interni rispetto alla precedente, per la sua ubicazione in generale, per il contatto con unità ancora più interne, per il metamorfismo che la lega a queste ultime, ed infine per la presenza di abbondanti masse ofiolitiche che testimoniano della originaria posizione interna in via teorica piuttosto che di fatto. Importantissima evidenza si ha invece nel fatto che la successione si ritrova in posizione interna nel *Complesso Liguride* dell'Appennino settentrionale e perciò è stata con questo nome designata in OGNIBEN (1969), mentre la successione del Complesso Sicilide viene ritro-

FIG. 26 — Schema paleotettonistico dell'area del confine calabro-lucano secondo OGNIBEN (1969).
— Paleotectonistic scheme of the calabro-lucanian border region according to OGNIBEN (1969).

vata in posizione esterna nella « Formazione calcareo-argillosa » (traduzione italiana del termine « Formazione del calcare e argilla »). Risultano pertanto identificabili in tutto l'Appennino un Complesso Liguride di eugeosinclinale interna ed un Complesso Sicilide di eugeosinclinale esterna.

Nel Complesso Liguride calabro-lucano si osservano dal basso verso l'alto calcari pelagici (ridotti in scaglie) del Dogger-Malm-Cretaceo inferiore con pillow-lavas spilitiche, argilliti neocomiano-aptiane molto diagenizzate con ofioliti a contatti in parte di tipo primario, scisti neri aptiano-albiani, calcareniti e calcilutiti albiano-daniane, ed infine un tipico flysch a grovacche di età eocenica, ricoperto in parte verso l'esterno dall'inframiocenica trasgressione del Flysch di Gorgoglione;

d) *Complesso Calabride*, prevalentemente cristallino e corrispondente alla formazione diorito-kinzigitica, adagiato al di sopra dei terreni liguridi con superfici suborizzontali. Esso è legato agli omonimi livelli dei Peloritani dalla continuità fisica e da tutto un insieme di caratteristiche successioni sedimentarie, già messe in evidenza da CORTESE (1895) e da QUITZOW (1935 a) e che verranno riprese in considerazione nel presente lavoro. Seguono i terreni postorogeni con caratteristiche particolari nella regione bradànica.

L'insieme delle osservazioni sulla zona del confine calabro-lucano (OGNIBEN, 1969) ha costituito un completamento delle osservazioni sulla Sicilia NE (OGNIBEN, 1960), aggiungendovi un ofiolitifero Complesso Liguride che in Sicilia non affiora, e per il resto ritrovando a partire dai calcari di soglia dell'avampaese le stesse successioni, da quella basale caratterizzata dai flysch esterni, a quella tettonicamente sovrappostavi a carattere di soglia carbonatica, a quella ancor più elevata caratterizzata dalle « argille variegate » che il trasporto orogenico ha ridotto per tutta l'Italia in condizioni di giacitura caotica nelle coltri di « argille scagliose », ed infine a quella sommitale dei terreni cristallini con successioni mesozoiche di soglia poco o non subsidente, che vengono così ad assumere posizione di massiccio interno. Una ricostruzione della geologia della Calabria può molto utilmente coordinare i dati disponibili basandosi sulle ricostruzioni geostrutturali dei due prolungamenti assiali di essa, ed a rigor di logica dovrebbe giungere a risultati più soddisfacenti che non altri quadri geostrutturali derivanti da studi a raggio più limitato oltre che visibilmente carenti nell'informazione regionale. La geologia regionale alla scala delle diecine di km è fondamentale come dato analitico, ma non abilita alla sintesi regionale se non in collegamento con le regioni adiacenti, alla scala del migliaio di km piuttosto che del centinaio. È la stessa discussione che lo scrivente ha fatto sull'inutilità della sintesi paleogeografica a piccola scala (OGNIBEN, 1970) in tempi di « tettonica globale » che deve significare soprattutto tettonica basata sull'attualismo dei sistemi orogenici estendentisi per migliaia di km.

Va ricordato che secondo DUBOIS (1970) uno schema geostrutturale (« paleogeografico e tettogenetico ») che segua la geometria dell'arco calabrosiciliano quale affiora dalle acque va visto con sospetto di « banalità ». Ma si tratta di una facezia, a meno che per banalità non si intendano successioni sedimentarie con relative facies e significati tettonistici, terreni metamorfici con relative facies e significati orogenetici, assi di corrugamento a scala mediterranea, allineamenti sismici profondi e normali, allineamenti di massimi gravimetrici positivi sulla costa tirrena e negativi sulla costa jonica, distribuzione del vulcanismo e delle sue differenti caratteristiche, ed infine il principio stesso dell'isostasi nonché tutto ciò che si sta riconoscendo oggi circa il carattere oceanico dell'area tirrena rispetto a quello continentale dell'area jonica.

OSSERVAZIONI TERMINOLOGICHE

Introduzione

Si è testè premesso che la ricerca dei lineamenti geostrutturali della Calabria sarebbe partita da quelli della Sicilia nordorientale e dell'area del confine calabro-lucano, mediante integrazione dei dati esistenti in una interpolazione procedente dalle due estremità dell'area lungo gli assi tettonici regionali.

Queste interpolazioni od estrapolazioni fanno gridare al « cilindrismo », ossia all'errore di prolungare all'infinito le direttrici delle strutture tettoniche. La protesta aveva senso quando si pretendeva di ritrovare in tutto il Mediterraneo gli elementi costitutivi delle Alpi, come fecero nel passato KOBER, STAUB ed altri. L'errore era tanto maggiore in quanto le Alpi geografiche si stanno dimostrando un incastro fra le Alpi geologiche ed una catena appenninico-austridico-dinarica forse del tutto indipendente, e quindi non costituiscono un buon modello per altre più semplici catene di corrugamento.

Tuttavia, non si tratta di cilindrismo quando si estrapolano entro un intervallo di 150 km le evi-

denze comuni alle due estremità, in una catena corrugata in cui si vanno ritrovando gli stessi elementi su lunghezze assiali di migliaia di km, come è concordemente ammesso per l'insieme Rif-Cabilìe-Sicilia. Il fatto di ritrovare in Lucania le successioni sedimentarie della Sicilia costituisce chiara evidenza che il complesso cristallino dei Peloritani-Calabria riveste lo stesso ruolo strutturale dei lembi premesozoici del Rif e delle Cabilìe.

Si è già detto che le evidenze della continuità assiale fra le catene settentrionali della Sicilia, l'intera Calabria e l'area del confine calabro-lucano non si limitano alla « banalità » (Dubois, 1970) dell'arco di terraferma emersa, pur se le quote della terra sul mare abbiano significati tutt'altro che banali, se è vero che si tratta anche di quote raggiunte da materiali sialici al di sopra di materiali simatici in base a processi geodinamici di cui conosciamo le manifestazioni più apparenti e discettiamo di molte altre senza conoscerle, a cominciare dalla reologia dei materiali geologici di cui l'equilibrio fra terre emerse, fondi marini e livello del mare è diretta espressione. Si è già ricordato che il confine calabro-lucano e la Sicilia sono legati anche da evidenze stratigrafiche, sedimentologiche, tettoniche, sismologiche, gravimetriche, vulcanologiche, ed infine da quelle della geologia marina e della sismica profonda.

La corrispondenza fra le varie successioni basali ed alloctone della Sicilia e del confine calabro-lucano è veramente conclusiva e si può dissentirne solo nei particolari, non nel quadro generale. Chi scrive è rimasto impressionato nel ritrovare nelle due regioni le stesse formazioni con assoluta identità di facies o con differenze di minor rango, salvo a riscontrare ancor più profonda impressione nei geologi nordappenninici ed in quelli nordafricani che in Sicilia riconoscevano i terreni a loro familiari.

I complessi calabresi

In Calabria non appare il Complesso Basale di facies imerese, ossia la successione calcareo-siliceo-marnosa-numìdica della Sicilia e della Lucania, e naturalmente non appare la successione di soglia calcarea dell'avampaese pugliese ed ibleo, di fronte al cui possibile collegamento la Calabria è nettamente più interna. La posizione basale è assunta in Calabria dal Complesso Panormide, alloctono in Sicilia ed in tutto l'Appennino Meridionale, e qui appare opportuna prudenza aver dichiarato (Ogniben, 1960; 1969) « basali » e non « autoctoni » i complessi più profondi della Sicilia e della Lucania, anche se in posizione certamente meno dislocata del Complesso Panormide calabrese che affiora in finestre chiaramente allineate secondo una direzione di cerniera assiale.

Sopra queste finestre è chiaramente riconoscibile per le evidenze riportate dagli autori (e per conoscenze dirette) il Complesso Liguride ad argilloscisti, Calcari a Calpionelle ed ofioliti, metamorfosato in abbastanza costante facies di epizona poco profonda e per lo più archiviato nella letteratura sotto la voce « filladi ». Manca il Complesso Sicilide, già assente anche nell'area del confine calabro-lucano al di qua di una linea fra Cersòsimo e la costa ionica a metà fra Amendolara e Trebisacce, e quindi in posizione troppo esterna per esser ritrovato in Calabria salvo che nella forma di « antiricoprimento » di cui si dirà più sotto.

Sul Complesso Liguride, come già ben noto dalla Calabria settentrionale, si sovrappongono le falde del Complesso Calabride nel quale resta da fare ancora quasi tutto il lavoro di distinzione tra le varie unità. Sulla base delle evidenze dei Peloritani si intuisce la presenza della Falda di Longi o per lo meno dei suoi terreni sedimentari ben noti a Rossano, della Falda di Galati resa evidente dal classico Malm trasgressivo a Clipeine, della Falda di Mandanici probabilmente continuante nella unità di filladi di epizona profonda e di orto- e metagneiss noti come « scisti bianchi », e infine della Falda dell'Aspromonte con le sue rocce para ad alto grado di metamorfismo e con graniti di cui allo stato delle conoscenze è azzardato arguire come si ripartiscano fra il cristallino della Falda di Longi, quello della Falda di Galati e quello della falda sommitale cui sembrano prevalentemente appartenere.

Sopra i terreni cristallini calabridi si ritrova il tardiorogeno Flysch di Capo d'Orlando dei Peloritani, trasgressivo sulle falde calabridi ed assieme con esse trasportato verso l'esterno. Esso appare ricoperto dalle argille variegate sicilidi del peloritano « Complesso Antisicilide » (Ogniben, 1969; 1971; Complesso Sudliguride, Ogniben, 1960), messe in posto in epoca inframiocenica e sormontate da un tardiorogeno « Complesso Post-antisicilide » simile a quello peloritano. Infine su tutto si stende la successione del Complesso Postorogeno della Calabria e della Sicilia, non suddivisa in due da un alloctono suprapliocenico come nelle fosse bradànica e gelese, grazie alla posizione interna della Calabria, ma contrassegnata dalle singolari colate

del Complesso Crotonide, trasportate in età messiniana dallo Jonio al Tirreno.

La descrizione dei vari complessi si limiterà alla Calabria centrale e meridionale, tralasciando la Calabria settentrionale a N della linea Belvedere Marittimo-Sangineto-S. Agata d'Ésaro-Basso Crati, perché i dati disponibili per questa zona sono già stati utilizzati in OGNIBEN (1969), dopo il quale lavoro non sono stati pubblicati nuovi dati con caratteristiche di attendibilità.

Uso del termine complesso

Nel presente lavoro, come in quelli sulla Sicilia nordorientale (OGNIBEN, 1960) e sulla regione del confine calabro-lucano (OGNIBEN, 1969) le evidenze litostratigrafiche sono state raggruppate per « complessi ». Questo termine litostratigrafico informale, di cui l'uso è generalmente ammesso « per unità composte prevalentemente di rocce varie associate in maniera complicata » (AZZAROLI & CITA, 1969), è stato scelto non a caso, ma per esprimere un concetto primario di carattere strutturale, in contrapposto a vari concetti secondari di carattere genetico.

Si cerca con questo di stare al passo col progressivo mutamento che è dato osservare nella « filosofia » della geologia. Questa si sta infatti trasformando da scienza storica, o di tipo storico come ricostruzione di successione di eventi (ma vi rientra sempre un concetto genetico per cui sarebbe più esatto dire di tipo naturalistico, con buona pace di CROCE in IPPOLITO, 1971 a), in scienza fisica, con analisi di tipo strutturale e dove possibile dinamico per giungere a sintesi causali. Per questa ragione l'analisi geologica deve molto più che per il passato rimanere aderente alle evidenze strutturali, e la sintesi dev'essere posposta al raggiungimento di un numero di evidenze sufficiente in rapporto alla complessità dei problemi, poiché si tratta di riconoscere relazioni causali e non mere successioni storiche. Ora, termini come falda, scaglia, successione, seguenza, contatto trasgressivo e simili non sono semplicemente strutturali perché contengono precisi significati genetici, e non sono affatto facili da verificare sul terreno nelle zone di corrugamento, come vien provato dalle discussioni che immancabilmente hanno luogo per i singoli casi.

Che cosa si vede nelle zone corrugate? La geologia classica vi ha osservato soprattutto strutture tettoniche (ma a ben leggere i grandi geologi del passato, si capisce che per essi le osservazioni litostratigrafiche prevalgono su quelle strutturali). L'Appennino costituisce un'area relitta della geologia classica, e sta venendo delucidato solo adesso con i metodi della geologia moderna e segnatamente della stratigrafia micropaleontologica. In esso i concetti strutturali ricavati dalle Alpi rimangono notevolmente in ombra, anche se non vengono smentiti. Ciò in parte significa che vi è differenza di livello geologico e geomorfologico tra le Alpi e gli Appennini, ma in parte anche che sono cambiati metodi e concetti della geologia.

Tuttavia, il lavoro litostratigrafico e biostratigrafico che si sta svolgendo per decifrare la struttura dell'Appennino non mette in luce soltanto successioni stratigrafiche, ma molto spesso contatti anormali di origine tettonica, e proprio in Calabria e nella Sicilia nord-orientale si può dire che quasi non esistano più contatti *normali*, ma bensì uno stato generale di tettonizzazione che ha reso problematica ogni discontinuità tra formazioni diverse e tra parti di una stessa formazione. Proprio per questa frequenza di contatti tettonici la definizione delle stesse unità tettoniche, ossia delle falde di trasporto e delle scaglie tettoniche, non risulta né facile né oggettiva: in una parola non è primaria, non risulta da un riconoscimento diretto, ma nella maggior parte dei casi vi si arriva solo a conclusione di un ragionamento sulla base di più o meno numerose evidenze, e pertanto si tratta sempre di una definizione non definitiva. Inoltre è spesso difficile anche dal lato concettuale, perché ad una fase di ricoprimento si possono aggiungere in varie combinazioni altre successive fasi di sedimentazione, di trasporto di altre unità, di trasporto della stessa unità, di trasporti di pacchi di unità, di inversione tettonica delle successioni originarie, di diverticolazione ecc., in quadri di eventi e di strutture molto complessi, che occorre tentare di ricostruire ma che rimarranno sempre allo stato di ipotesi di lavoro più o meno valide.

Anche riconoscendo di dover prescindere nel momento dell'analisi dalla definizione genetica delle unità tettoniche e delle successioni stratigrafiche, nondimeno è certo che sul terreno ed alla prima analisi stratigrafica le varie formazioni suggeriscono necessariamente raggruppamenti di variabile significato ma in ogni caso ben separati da discontinuità di ordine primario. Si possono ad esempio avere passaggi da una successione ad un'altra, o da pacchi di successioni simili a successioni diverse, o da terreni meno antichi a terreni sovrapposti più antichi, o da terreni tettonizzati a terreni non tettonizzati, ossia separazioni tra pacchi di formazioni che in senso genetico si tradurranno poi in falde di trasporto, od in probabili ricopri-

menti antichi ripresi in ricoprimenti recenti, od in sedimentazioni mesoautoctone o neoautoctone oppure tali solo rispetto a qualcuno dei ricoprimenti ma non al substrato profondo e quindi in vario grado alloctone, e così via. Non è possibile definire questi « pacchi rocciosi » in termini genetici se non con un lavoro logico di sintesi dopo un lungo e faticoso lavoro analitico di raccolta di evidenze in campagna ed in laboratorio, pervenendo a conclusioni che generalmente non saranno definitive. Un caso esemplare sembra quello dei terreni del Complesso Sicilide in Lucania, per i quali in OGNIBEN (1969) è stata ricostruita una successione di eventi che tien conto di tutte le evidenze disponibili, ma che risulta complicatissima e pertanto probabilmente non definitiva, anche se non è detto che i processi naturali debbano necessariamente esser semplici. Altro caso esemplare può esser considerato quello della sedimentazione fliscioide del Terziario calabride, di cui si riferisce anche nel presente lavoro, dove i vari pacchi di strati sembrano testimoniare di un'aliquota di sedimentazione preorogena eocenica, di un'aliquota mesorogena oligomiocenica, di un'altra ancora mesorogena inframediomiocenica, per continuare dopo la messa in posto definitiva delle falde calabridi con la sedimentazione postorogena dal Tortoniano ad oggi.

Data la consapevole provvisorietà delle conclusioni che si possono raggiungere, nella pratica del lavoro non solo di campagna ma anche di sintesi si dimostra necessario definire primariamente e non geneticamente i vari pacchi rocciosi, siano essi interamente sedimentari, oppure dati da materiali sedimentari, eruttivi e metamorfici associati, o « mélanges » tettoniche, o anche semplicemente singole formazioni di incerta posizione tettonica e paleogeografica, quando risultino separati da discontinuità materiali tali da poter essere interpretate come fondamentali cambiamenti nel corso degli eventi geologici, ad esempio come contatti tettonici di trasporto o di ripresa di trasporto di unità o gruppi di unità, oppure come contatti di ripresa di sedimentazione in trasgressione normale o « tettonica » o per altri versi anormale, ecc. Questa definizione primaria o strutturale dei pacchi rocciosi va evidentemente fatta in modo informale, perché non sono classificabili e formalizzabili se non gli elementi esattamente riconosciuti, e soprattutto perché una scienza fisica deve tener ben separato il momento dell'analisi oggettiva da quello della spiegazione genetica contenuta in tutte le classificazioni, spiegazione che rimane sempre in maggiore o minor grado ipotetica e subordinata ai successivi ampliamenti ed approfondimenti dell'analisi.

Si potrà talvolta ricorrere a definizioni abbastanza formali, sul tipo delle « successioni stratigrafiche spesso di significato paleogeografico » di AZZAROLI & CITA (1969), ossia di significato paleotettonistico (OGNIBEN, 1970), che sono le più vicine al concetto al quale qui si vuole arrivare, ma non sempre si tratta di successioni stratigrafiche, bensì di successioni od associazioni miste o di mélanges tettoniche, ed il significato paleotettonistico (o paleogeografico) rimane nel limbo delle ipotesi, mentre il pacco roccioso quale struttura geologica risulta materialmente ed attualmente dalle evidenze analitiche. Un esempio tipico è il Complesso Calabride di questo lavoro, dato da terreni cristallini diversi associati con successioni mesozoiche diverse per le quali dai vari autori sono ipotizzate differenti combinazioni paleogeografiche, e tuttavia da tutti gli autori considerato come qualchecosa di unitario sia sul terreno che nel campo delle possibili ricostruzioni genetiche, o paleogeografiche che dir si voglia.

Tra i termini informali disponibili quello di « complesso » è certamente il più libero da implicazioni genetiche precostituite ed al tempo stesso il più rispondente al concetto di raggruppamento litostratigrafico dotato di funzione strutturale unitaria che qui si è tentato di raggiungere. Un « complesso » è dato « da rocce varie, sedimentarie o ignee o metamorfiche, associate in maniera complicata e senza dirette relazioni stratigrafiche » (AZZAROLI & CITA, 1969). Si potrebbe ridefinire, sempre rimanendo nel campo informale, come « dato da rocce varie sedimentarie o ignee o metamorfiche, associate in maniera varia in relazione con la loro differente natura o con fenomeni tettonici, e pertanto con relazioni stratigrafiche non semplici o in vario grado alterate rispetto a quelle originarie e tuttavia con caratteri comuni, sufficienti a renderlo distinguibile dai complessi vicini ».

In conclusione, un « complesso » nel senso del presente lavoro, come anche in OGNIBEN (1960; 1969), ha significato di evidenza strutturale e non genetica, come pacco roccioso a carattere di unitarietà per aspetti qualsiasi, litologici o stratigrafici o tettonici o di facies o addirittura di convenienza nomenclaturale, e tuttavia nettamente distinguibile dagli altri complessi così da far presumere verso di essi la presenza di discontinuità di ordine primario interpretabili come marker di intervalli temporali o spaziali di primo ordine nella costruzione delle strutture geologiche.

COMPLESSO PANORMIDE (TREVISAN, 1960)

Il « Trias metamorfico »

La storia del Trias metamorfico è nata con i geologi del secolo scorso principalmente per ragioni di analogia litologica con gli « scisti sopra i marmi » delle Alpi Apuane che invece non sono triassici, come appunto sembra anche in Calabria. In comune fra i due complessi vi è un metamorfismo visibilmente minore di quello dei terreni del Cristallino antico affiorante in Italia, ed una situazione di complicazione tettonica in verità più visibile alle Apuane che non in Calabria, dove per vedere la sovrapposizione della Dolomia Principale sugli argilloscisti occorre della buona volontà, almeno per gli affioramenti noti allo scrivente.

CORTESE (1895) enuncia per la Calabria settentrionale la successione di grezzoni e marmi della « zona più alta del Trias medio », di scisti lucenti, della Dolomia Principale e di « Calcari a Megalodus » del Trias superiore, intendendo tutta la successione come corrispondente alla parte più alta del Carnico, al Norico ed al Retico.

Già BOESE & DE LORENZO (1896) non ci credettero, e riferirono tutta la successione carbonatica al Trias superiore-Lias e tutti gli scisti sericitici al « flysch eocenico », ossia al Complesso Liguride di oggi. DI STEFANO (1904) ritornò al Trias superiore sia per gli scisti che per la Dolomia Principale ad essi sovrastante, abolendo i calcari del Trias medio di CORTESE che associò alla Dolomia Principale assieme con altri che oggi sappiamo appartenere alla Formazione dei Calcari a Calpionelle come quelli di Diamante. Questo ci illumina molto circa le sovrapposizioni di calcari triassici sugli scisti viste dai vecchi autori. Per contro DI STEFANO (1904) vede sovrapposti sulla serie carbonatica gli scisti al piede della « grande frattura di Lungro » da San Basile a San Donato di Ninea, nonché in piccoli lembi sui monti, e poi da Bonvicino verso Sud per tutta la Catena Litorale tirrena, cosa che « renderebbe necessario un nuovo studio di tutta la grande distesa di scisti filladici con scisti granatiferi, micascisti ecc. ecc. », auspicio che purtroppo rimane ancora valido.

Senza dilungarci nella raccolta di memorie del passato, si trova codificata la questione in QUITZOW (1935 a) che a pag. 79 riassume in una tabella la successione della Catena Costiera e di Cetraro in *filladi inferiori* con scisti verdi e gessi presso Bonifati per varie centinaia di m, *serie calcarea di Cetraro* fino a 100 m di calcari, dolomie, marmi, gessi,

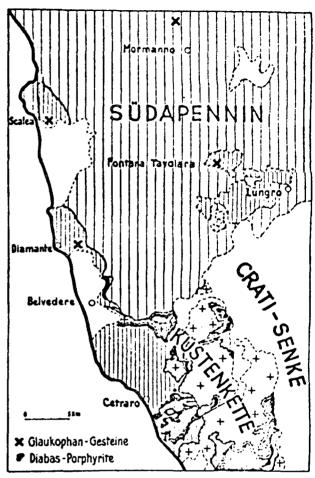



FIG. 27 — Carta d'insieme del Trias metamorfico nord-calabrese, secondo QUITZOW (1935 b). Tratti radi - Successione sudappenninica dalla Dolomia principale all'Eocene; tratti fitti - Trias metamorfico; crocette - Cristallino calabride; linee dentate - ricoprimenti.

— Ensemble map of metamorphic Triassic terrains in northern Calabria according to QUITZOW (1935 b). Broadly dashed - South Apennine sequence from Main Dolomite to Eocene; closely dashed - metamorphic Triassic terrains; crosses - Calabride Crystalline; serrate lines - overthrusts.

carniole e dolomie a cellette, *filladi superiori* per 200 m con quarziti, calcari brecciformi, lenti di calcari straterellati in parte cristallini, porfiriti diabasiche; il tutto ascritto al Carnico, con sovrastante Dolomia Principale del Norico. Filladi superiori con porfiriti diabasiche per più di 200 m di spessore si troverebbero anche a Belvedere, e con calcari straterellati, serpentine e scisti a glaucofane per più di 400 m di spessore a Diamante; nella zona S. Donato di Ninea-Acquaformosa si avrebbero calcari nodulosi scuri e calcari a bande cui si sovrapporrebbero oltre 500 m di filladi superiori con quarziti, calcari, conglomerati calcarei e rocce verdi, e poi oltre 900 m di Dolomia principale. Vedere addietro a fig. 8 la riproduzione della tabella di QUITZOW. Molto illuminante sulla nascita del « Trias metamorfico » è anche la cartina (fig. 27)

della memoria petrografica di QUITZOW (1935 b), riassunta più avanti a proposito del Complesso Liguride. E' molto evidente che da questo schema non si è più usciti perché non è mai stato eseguito lo studio auspicato da DI STEFANO (1904), lasciando la questione sempre allo stesso punto, come documenta nella guida della SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) il paragrafo qui riportato:

« Nella parte meridionale della regione calabro-lucana, e precisamente lungo il versante meridionale delle montagne tra Lungro e il Passo dello Scalone, compaiono termini scistosi con rari livelli di calcari cavernosi più o meno dolomitici e gessi, che si possono considerare non solo come la base della serie calcareo-dolomitica, ma anche come il passaggio tra questa e i terreni scistosi, scistoso-cristallini e cristallini della Calabria. Tale passaggio, probabilmente osservabile lungo la fascia costiera tra la bassa Valle del Lao e le terme di Guardia Piemontese, non è ancora stato definitivamente chiarito, sia per l'assenza di fossili nei terreni prevalentemente metamorfici, sia per la complessa tettonica che non consente una sicura ricostruzione della successione stratigrafica, sia infine per l'incertezza che deriva dalla necessità di dover assegnare i vari termini all'uno o all'altro gruppo di terreni, unicamente sulla scorta di considerazioni litologiche ». Sia infine, bisogna aggiungere, per la tuttora perdurante mancanza di accurati rilevamenti a grande scala con esaurienti studi petrografici e di microfacies, e per la carenza di informazione che ha permesso fino a poco tempo fa l'impuntatura fissistica della geologia italiana. Problemi di terreni a facies svariatissime accostate in gran numero su distanze brevissime non offrono neanche il principio di una soluzione, se vengono visti alla luce dell'autoctonia e della paleogeografia basata sulla geografia attuale.

Anche le recenti pubblicazioni di scuola francese non modificano la situazione del « Trias metamorfico ». BOUSQUET (1962), che più in particolare si occupa della zona (fig. 28), schematizza la situazione in una « serie degli *schistes pseudo-lustrés* » passanti verso l'alto ai *calcari di Cetraro* e poi ad un contatto tettonico marcato da *gessi*, cui seguono verso l'alto *flysch a quarziti*, *diabasi-porfiriti*, *radiolariti* e *calcari a Calpionelle* di età supragiurassico-infracretacea, poi forse una falda della Dolomia Principale, ed alla sommità la cristallina *formazione diorito-kinzigitica*. Per DUBOIS (1970) la successione è data da « *schistes pseudo-lustrés* », *dolomie*, *carniole* e *gessi sommitali* a Cetraro-Acquappesa, con equivalenza all'Anisico di Ponte dei Colombi (BOUSQUET & DUBOIS, 1967), *calcari a selci nere* di altri affioramenti, *flysch a quarziti* forse giurassico sovrapposto, *diabasi-porfiriti*, *calcari a Calpionelle*, *falde calabresi* (Cristallino antico). SCANDONE (1971) rimane più o meno sulla stessa linea, trovando però che mentre a Sangineto « l'unità dei diabasi-porfiriti poggia costantemente in contatto tettonico sul flysch a quarziti, erroneamente identificato da DUBOIS con le filladi paleozoiche », nella zona di Cetraro-Guardia Piemontese la base della successione (fig. 29) è invece data proprio da filladi paleozoiche, su cui poggia in trasgressione una serie di quarziti, dolomie e calcari straterellati di cui potrebbe in futuro venir provata l'equivalenza con i calcari a Calpionelle, nel qual caso ecc. ecc. L'autore non dice come abbia fatto a distinguere fra contatti tettonici e contatti stratigrafici in serie dove « i contatti tra rocce più competenti e meno competenti sono spesso frizionati e le masse più competenti ridotte a boudins », per riportare la sua stessa non pessimistica descrizione.

Per BURTON (1971) gli affioramenti panormidi della Catena Costiera sono compresi nella « facies

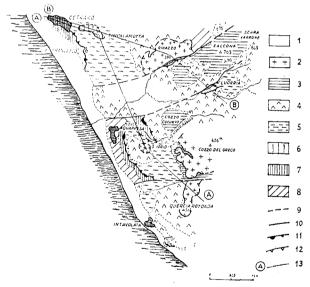



FIG. 28 — Carta tettonica di Cetraro - Intavolata secondo BOUSQUET (1962). 1 - spiaggia e terrazzo marino recente; 2 - formazione diorito-kinzigitica; 3 - calcari straterellati; 4 - diabasi-porfiriti; 5 - flysch a quarziti; 6 - dolomie; 7 - calcari di Cetraro; 8 - « schistes pseudo-lustrés »; 9 - limiti stratigrafici; 10 - faglie; 11 - contatto anormale con gessi alla base del flysch a quarziti; 12 - contatto anormale alla base della formazione diorito-kinzigitica.

— Tectonic map of Cetraro-Intavolataa area according to BOUSQUET (1962): 1 - Recent beach and marine terrace; 2 - dioritic-kinzigitic formation; 3 - thin bedded limestone; 4 - diabase-porphyrites; 5 - quartzite-bearing flysch; 6 - dolomite; 7 - Cetraro limestone; 8 - « schistes pseudo-lustrés »; 9 - stratigraphic boundaries; 10 - faults; 11 - anomalous gypsum-bearing basal contact of the quartzite-flysch; 12 - anomalous basal contact of the dioritic-kinzigitic formation.

selcifera » della Calabria settentrionale e contengono alghe di età norico-retica. Verso N la « facies selcifera » avrebbe offerto dei *Celtites* di età carnica nel foglio Verbicaro, e poggerebbe sugli « scisti sericitici » delle zone Lungro-Acquaformosa e Belvedere-Cetraro, contenenti intercalazioni lenticolari di gesso ed anidrite e rocce intrusive basiche. E' evidente la connessione quitzowiana di queste conoscenze.

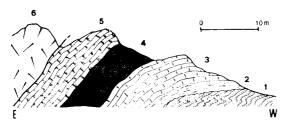



FIG. 29 — La successione permo-triassico-giurassico-infracretacea trasgressiva sulle filladi paleozoiche a Serra Scopazza presso Guardia Piemontese secondo SCANDONE (1971). 1 - scisti filladici paleozoici; 2 - quarziti permo-triassiche; 3 - calcari dolomitici triassico-liassici; 4 - radiolariti del Dogger-Malm; 5 - calcari straterellati infracretacei; 6 - formazione diorito-kinzigitica.

— Permian-Triassic-Jurassic-Lower Cretaceous sequence transgressing on Paleozoic phyllites at Serra Scopazza near Guardia Piemontese according to SCANDONE (1971). 1 - Paleozoic phyllitic schists; 2 - Permo-Triassic quartzite; 3 - Triassic-Liassic dolomitic limestone; 4 - Dogger-Malm radiolarite; 5 - Lower Cretaceous thin bedded limestone; 6 - dioritic-kinzigitic formation.

Affioramenti di Cetraro e di Acquappesa

Di questa zona lo scrivente può parlare per qualche rapida osservazione diretta oltre che per i dati bibliografici. Immediatamente a Nord comincia la parte settentrionale della Catena Costiera studiata in OGNIBEN (1969), dove al di sotto delle falde

FIG. 30 — Serie triassica metamorfica della zona di Acquaformosa secondo QUITZOW (1935 a).

— Metamorphic Triassic series in the Acquaformosa area according to QUITZOW (1935 a).

cristalline del Complesso Calabride non sono stati dall'autore osservati se non il Complesso Panormide, vale a dire l'Appennino calcareo meridionale, ed il Complesso Liguride, vale a dire i terreni ofiolitiferi il cui metamorfismo di grado bassissimo verso Nord e gradualmente crescente verso Sud ha dato luogo a distinzioni fra filladi paleozoiche, filladi triassiche, filladi giurassiche ed altro ancora, che non sono mai state documentate con lavori di dettaglio. Vi è anche la complicazione dei Calcari a Calpionelle, la cui posizione spesso anormale in zone tettonicamente tormentate ha dato modo di parlare di sovrapposizioni ed alternanze fra scisti, dolomie e calcari entro il « Trias metamorfico »; essi presentano tuttavia una microfacies calcisiltica con abbondante frazione terrigena che li rende molto facilmente distinguibili dai carbonati panormidi di deposito chimico, anche dove abbiano subito neocristallizzazione metamorfica. Per la zona a Nord di Sangineto-Bonifati tutti i dati a disposizione dello scrivente sono stati esposti in OGNIBEN (1969) e di nuovi ancora non ce n'è. Della serie triassica metamorfica della zona di Acquaformosa secondo QUITZOW (fig. 30) aveva già fatto giustizia SELLI (1958, p. 27), e sul riferimento di Ponte dei Colombi presso Lungro ad un Anisico unico in tutto l'Appennino meridionale mediante la non illustrata né altrimenti mai più documentata determinazione di un'alga in dolomie ampiamente martirizzate (BOUSQUET & DUBOIS, 1967) sono già state fatte « le più ampie riserve » (OGNIBEN, 1969), per cui è inutile ripetersi, tranne che riproducendo (fig. 31) « per futura memoria » la fig. 2 di BOUSQUET (1971), che serve a giudicare della qualità dell'evidenza stratigrafica.

Dal punto di vista litologico la situazione delle conoscenze sui terreni argilloscistoso-filladici della zona Cetraro-Acquappesa è ottimamente esposta da DUBOIS (1970) quando dice che « il problema posto dalle varie formazioni scistose del Nord della Calabria centrale è particolarmente arduo. Infatti fra gli scisti triassici di Cetraro-Acquappesa (detti « pseudo-lustrés »), quelli del « flysch a quarziti » e quelli del Paleozoico (filladi) non è sempre comodo scegliere ». Ai fini della valutazione critica necessaria per il presente lavoro compilativo, ciò dice che non è possibile distinguere diverse formazioni, oppure che il lavoro è stato eseguito in maniera incompleta. E' esperienza comune a tutti i geologi che questo tipo di disorientamento corrisponde ad una fase iniziale del lavoro di analisi in campagna

ed in laboratorio, nel progresso del quale si arriva poi sempre a distinzioni sicure se è possibile disporre di sufficiente tempo ed impegno.

Alla questione degli scisti filladici è stato apportato un dato di notevole valore da parte di BORSI & DUBOIS (1968) a carico delle « filladi inferiori » di Cetraro, tipo del preteso Paleozoico, e consiste in una determinazione assoluta di età eocenica delle piccole ed abbondanti scagliette di muscovite metamorfica, quali difficilmente si sarebbero potute formare in già metamorfiche filladi paleozoiche. Il petrografo DE ROEVER E.W.F. (1972) dal canto suo non s'è nemmeno accorto che a Cetraro esistano filladi e metabasiti antiche, dato che non ne parla.

La sola conclusione possibile a tutt'oggi è che anche a Sud di Sangineto, come a Nord, appartengano al Complesso Panormide le rocce carbonatiche di deposito chimico, al Complesso Liguride gli scisti, i calcari di tipo terrigeno e le ofioliti, ed al Complesso Calabride il cristallino di elevato grado metamorfico.

I principali reperti panormidi della zona sono i due semi-horst di Cetraro e di Acquappesa, fagliati contro gli scisti verso il mare e ricoperti dagli scisti verso i monti, in armonia con l'andamento dell'asse di sollevamento isostatico lungo la Catena Costiera tirrenica (v. OGNIBEN, 1969). Nei due affioramenti predomina la facies di « Dolomia Principale », nerastra, ricchissima di vene spatiche, ben stratificata a ritmi decimetrici, con le caratteristiche pieghe decametriche vergenti a N (v. addietro fig. 20) come riportato da DUBOIS (1970), con cataclasi sempre molto fitta anche se non tale da cancellare la stratificazione come invece succede in molte zone della Calabria Settentrionale. Sono presenti anche calcari cavernosi come quelli osservati al vicino Passo dello Scalone (OGNIBEN, 1969), costituiti da banconi brecciati con zone milonitiche, con elementi non calcarei e con irregolari vacuoli pieni di dolomite pulverulenta facilmente dilavabile in affioramento. Molto abbondanti sono inoltre veri e propri calcari a cellette, in banconi di qualche metro oppure ben stratificati, con regolari sistemi di fessurazione perpendicolari e paralleli alla stratificazione che danno luogo a cellette di uno o pochi cm di lato a pareti costituite da calcite spatica e cavità interna con dolomite cenerognola pulverulenta che vien dilavata in affioramento.

Infine abbondano zone cataclastiche e milonitiche più o meno parallele alla stratificazione che tende a scomparire ed a farsi irregolare, dimodoché le fasce milonitiche assumono andamenti lentiformi e talvolta ondulati o piegati.

Forse con una certa preferenza da queste zone milonitiche, ma anche dalla roccia stratificata originaria, si passa a zone di roccia gessosa che sostituisce irregolarmente e lateralmente quella carbonatica. Si osservano zone di gesso saccaroide puro,

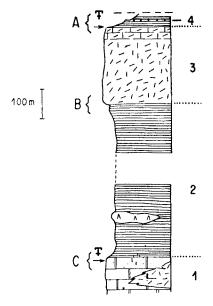



FIG. 31 — Sezione del Trias metamorfico (Anisico superiore-Ladinico) a W di Lungro secondo BOUSQUET (1971). 1 - calcari marmorei talora dolomitici; 2 - scisti epimetamorfici con rocce verdi; 3 - dolomie cristalline; 4 - scisti epimetamorfici ad intercalazioni arenacee; A - sezione del Ponte dei Colombi; B - sezione del fianco NW de la Petrosa; C - sezione del fianco SW di S. Maria del Monte. Alghe.

— Stratigraphic section of metamorphic Triassic terrains (Upper Anisian-Ladinian) W of Lungro according to BOUSQUET (1971). 1 - marble limestone, sometimes dolomitic; 2 - epimetamorphic schists with greenstones; 3 - crystalline dolomite; 4 - epimetamorphic schists with sandstone intercalations; A - section at Ponte dei Colombi; B - section on NW slope of La Petrosa; C - section on SW slope of S. Maria del Monte. Algae.

ma più frequenti sono irregolari strati di gesso contenente frammenti cataclastici di dolomia che spiccano bene sulle superfici di alterazione superficiale, e cataclasiti dolomitiche a cemento di gesso saccaroide.

Il semi-horst di Cetraro si estende dalla scarpata di faglia lungo la costa, e dai rilievi di Timpa la Motta e di La Serra, per circa 7 km lungo il fondovalle della Fiumara di Cetraro, mentre quello di Acquappesa è più limitato alla zona costiera, con una distribuzione di facies dolomitiche, calcaree e gessose che non corrisponde a quella segnata nella Carta al 25.000.

Altri reperti di gessi sono segnalati dalla Carta al 25.000 1 km a NW di Bonifati, e da CORTESE (1895) lungo il viottolo che va da Diamante a Buonvicino (non coincidente con la strada odierna)

« attaccato ad una massa di calcare triassico appena passato il vallone della Cella ».

La stessa facies dolomitico-gessifera viene segnalata da MELIDORO (1966) nei dintorni dell'abitato di Cassano allo Ionio, dove « la formazione delle dolomie e dei calcari dolomitici, di colore variabile da grigio-scuro a nerastro, si presenta più o meno bituminosa, massiccia ed intensamente tettonizzata e contiene lenti di gesso di varie dimensioni ».

Significato degli affioramenti panormidi a N e a S di Sangineto

Si è già accennato in OGNIBEN (1969) all'interesse dei calcari cavernosi di Passo Scalone per la possibile corrispondenza con i calcari cavernosi toscanidi « di per sé abbastanza singolari ». Nella zona Acquappesa-Cetraro vi si aggiungono i calcari a cellette con la stessa facies di quelli nerastri che in Maremma contengono la dolomite pulverulenta chiamata « cenerone », ed i gessi con la stessa facies delle anidriti del sottosuolo maremmano, descritte da BURCKHARDT (1947) e da TREVISAN (1955) e dallo scrivente direttamente conosciute.

Si è già osservato in OGNIBEN (1969) che non è affatto chiara (pag. 722) l'origine delle Anidriti di Burano (MARTINIS & PIERI, 1963) e che può esservi un sospetto di genesi metasomatica (pag. 729) per le anidriti toscanidi. Il fatto è che in queste, come nei gessi della zona Cetraro-Acquappesa, non si ritrovano strutture simili a quelle ben note nelle evaporiti del Messiniano siciliano (OGNIBEN, 1957), sia per il gesso che per l'anidrite. Va ricordato che i due minerali sono perfettamente equivalenti come significato geologico, e si sostituiscono vicendevolmente in base alla profondità ed alla concentrazione salina presente, secondo i dati chimico-fisici esposti in OGNIBEN (1957) e sufficientemente precisi per gli scopi della geologia regionale. Non è possibile trovare anidrite in superficie, e nemmeno gesso a profondità oltre il mezzo migliaio di metri, e per quanto riguarda l'interpretazione di macro- e microstrutture si deve tener conto di tutte le modificazioni che hanno sempre e sicuramente avuto luogo nel corso di ripetuti passaggi dall'uno all'altro dei due minerali.

Sia in Maremma che in Calabria si vedono elementi cataclastici di dolomia grigia o nerastra cementati da anidrite bianca (in profondità) o da gesso bianco (verso la superficie), con passaggi da rocce dolomitiche quasi pure cementate da poco solfato di calcio, fino a rocce anidritiche o gessose praticamente pure. Al microscopio le anidriti di Maremma mostrano struttura cristalloblastica ben regolata, cioè metamorfica, non a mattonelle trimetriche come l'anidrite di deposito primario né a pagliuzze domatiche irregolari come l'anidrite epigenica su gesso, ambedue descritte in OGNIBEN (1957). Sia in Maremma che in Calabria il passaggio dalla roccia carbonatica a quella solfatica è irregolare e non mostra vere alternanze.

I calcari nerastri a cellette di Calabria e di Maremma mostrano una struttura a pareti di calcite spatica con riempimento di dolomite pulverulenta (il « cenerone » maremmano) senza resti di gesso. I calcari cavernosi chiari di Passo dello Scalone e della Maremma sono rocce polimittiche a rari frammenti non carbonatici in un fondo di irregolari plaghe calcitiche e dolomitiche, senza resti di gesso. A proposito di queste rocce, come delle carniole e « Rauhwacken » delle Alpi, con bella concordia attribuite geneticamente a residuo di soluzione da evaporiti gessose sulla scia del noto lavoro di BRUECKNER (1941), lo scrivente non ha mai avuto occasione di leggere perché da esse sia scomparso il solfato di calcio e non si dissolvano invece i gessi del Permiano e del Raibliano alpini e del Miocene superiore appenninico. La stessa presenza in affioramento dei gessi panormidi calabresi infirma la genesi residuale dei calcari cavernosi e dei calcari a cellette toscani e calabresi. Restano sempre da studiare e da spiegare anche gli inclusi extraformazionali dei calcari cavernosi sia in Calabria che in Toscana e nelle Alpi (v. BRUECKNER, 1941).

Queste rocce, come le Anidriti di Burano della zona umbro-marchigiana, costituiscono probabilmente uno dei più affascinanti problemi della geologia italiana dal punto di vista geologico, petrografico e geochimico, e la zona di Buonvicino-Sangineto-Cetraro-Acquappesa è forse l'unica dove esso può essere affrontato in superficie e pertanto dal punto di vista geologico in condizioni ben più ideali che non i reperti di sottosuolo toscani (tuttavia ampiamente accessibili in miniera), ed umbro-marchigiani. Si tratta però di un problema che richiede adeguata preparazione in geochimica generale, in petrografia sedimentaria, in chimica-fisica del solfato di calcio e delle evaporiti in genere.

Altri affioramenti della zona Cetraro-Acquappesa

Nelle tavolette Belvedere Marittimo, Fagnano Castello e Guardia Piemontese della Carta Geologica al 25.000 della Calabria, oltre agli affiora-

menti sopra nominati vengono distinti da una parte dei « calcari cristallini » intercalati nelle filladi, talora dei marmi, grigio scuri o biancastri, talora dolomitici, generalmente massicci, occasionalmente conglomeratici, localmente a stratificazione grossolana, talora con sottili intercalazioni di scisti; dall'altra parte dei « calcari correlabili con quelli a Calpionelle » straterellati, grigi o grigio chiari, con intercalazioni di argille fogliettate grigie. Poiché nella zona le « filladi » sembrano rappresentare una facies metamorfica liguride sul tipo della Formazione del Frido, le masse calcaree non attribuibili ai Calcari a Calpionelle dovrebbero costituire finestre o scaglie tettoniche della successione carbonatica del Complesso Panormide. Si è già detto addietro che è abbastanza facile la distinzione fra le microfacies liguridi di calcisiltiti terrigene e quelle panormidi di carbonati puri di deposito chimico. Anche la legenda della Carta al 25.000 accenna a questo fatto riportando le intercalazioni argillitiche dei Calcari a Calpionelle, ma lascia intendere che una vera distinzione tra i due tipi di affioramenti resta ancora da fare, quando nomina sporadiche sottili intercalazioni di scisti nei calcari cristallini.

In prima approssimazione si può tuttavia ritener valida la distinzione fra i due tipi di terreni nella Carta al 25.000, e questo porterebbe a ritener presenti molte finestre panormidi oltre a quelle già note. VALLARIO (1967) descrive in modo sommario la Rupe del Diavolo, ossia l'affioramento di calcari cristallini da cui sgorgano le sorgenti delle Terme Luigiane, ubicati in fondovalle in modo da suggerire una giacitura in finestra. La stratificazione in banchi fino a tre o quattro metri di spessore ed il colore azzurrognolo sembrano far escludere che si tratti di Calcari a Calpionelle, anche se verso l'alto vengono segnalate alternanze di calcari con filladi calcaree. Per il resto la descrizione di VALLARIO (1967) non offre altri elementi diagnostici, oltre a produrre una cartina che si trova in contrasto con la Carta al 25.000 per quanto riguarda il lembo di loc. Palmentello, ed in contrasto con SCANDONE (1971) per quanto riguarda la differenza fra questo lembo, alla destra della foce del Fosso dei Bagni proveniente dalle Terme Luigiane, e quello di Serra Scopazza alla sinistra della stessa foce. Ambedue, assieme con quello prima descritto delle Terme Luigiane, sono catalogati come « calcari cristallini » nella Carta al 25.000. Secondo SCANDONE (1971) in loc. Palmentello al di sopra delle « filladi paleozoiche » (muscoviti di 48 MA sec. BORSI & DUBOIS, 1968 !) si avrebbe in trasgressione discordante (fig. 32) un presunto Permotrias dato da 4-5 m di quarziti, un presunto Trias superiore dato da 3-4 m di dolomie scure massicce, un presunto Lias dato da 80 m di calcari straterellati con frequenti vene spatiche e rari veli cloritici, ed infine 60 m di alternanza calcareo-radiolaritica di presunta datazione nel Dogger-Malm. Dall'altra parte del fiume a Serra Scopazza si ripresenta ancora in trasgressione al di sopra delle « filladi paleozoiche » la stessa successione (v. addietro fig. 29), con 2 m di quarziti, 6 m di calcari dolomitici e calcilutiti nere straterellate, 1,40 m di radiolariti rosse e verdognole, 4 m di radiolariti verdi, 6 m di calcari straterellati con calcisiltiti a laminazione incrociata e spesso silicizzate. Età come per la successione precedente, tranne che per l'ultimo membro che viene presuntivamente assegnato al Cretaceo inferiore.

FIG. 32 — Successione di loc. Palmentello presso Terme Luigiane Lido secondo SCANDONE (1971). 1 - Scisti filladici paleozoici; 2 - quarziti permotriassiche; 3 - dolomie triassiche; 4 - calcari liassici; 5 - calcari e radiolariti del Dogger-Malm.

— The sequence at Palmentello near Terme Luigiane Lido according to SCANDONE (1971). 1 - Paleozoic phyllitic schists; 2 - Permo-Triassic quartzite; 3 - Triassic dolomite; 4 - Liassic limestone; 5 - Dogger-Malm limestone and radiolarite.

Si può dire solo che se vi sono radiolariti sembra probabile che possa trattarsi di livelli liguridi corrispondenti o vicini ai Calcari a Calpionelle (v. reperti di AFCHAIN, 1961). Nonostante l'intensa tettonizzazione SCANDONE (1971) vi vede molto di più, e cioè due sequenze tipicamente leptogeosinclinali di cui una prossimale a Palmentello ed una « decisamente distale » a Serra Scopazza, forse perché in m 19,40 essa offrirebbe Permotrias, Trias, Lias, Dogger, Malm e Cretaceo inferiore, a testimonianza delle possibilità che si aprono alla sedimentologia quando non si lascia inceppare dalla stratigrafia e dalla tettonica.

Queste descrizioni sono ad ogni modo sufficienti per mostrare che la distinzione della Carta al 25.000 tra calcari cristallini delle « filladi » e calcari del Cretaceo inferiore, correlabili con quelli a Calpionelle di Spezzano Albanese, non è di tutto riposo.

Con questa riserva si possono forse attribuire al Complesso Panormide almeno i maggiori lembi di « calcari cristallini » della Carta al 25.000, ossia quelli del Fosso S. Tommaso e di Cozzo Stropea-T. Triolo a NW di Cetraro, nonché quello del Timpone del Forno a NW di Fagnano Castello, che secondo DUBOIS (1970) mostra gli stessi calcari dolomitici grigi a lenti selciose nere che affiorano alle Terme Luigiane, nonostante che VALLARIO (1967) di selci non faccia alcun cenno. Altri lembi di « calcari cristallini » della Carta al 25.000, tra Cetraro e Fagnano Castello, sono di attribuzione molto più dubbia per la diretta sottoposizione ai gneiss calabridi del klippe di Pant. dei Monti-Timpone del Monaco, che sembra suggerire una più probabile appartenenza ai Calcari a Calpionelle.

Finestre panormidi a Sud della zona Cetraro-Acquappesa

Da Falconara Albanese verso Sud affiora (fig. 33) il sistema di finestre di M. Cocuzzo, con i rilievi di Timpa Marino, M. Guono, M. Barbaro, Pietra Badìa, Montagna dello Sperone, valle del F. Cento Acque scendente verso Fiumefreddo Bruzio dove QUITZOW (1935 a) riporta oltre 650 m di potenza visibile, e più a S per Serra Mezzana verso M. Cocuzzo di dove si prolunga verso SSW nella cresta di Timpa di Martora e verso SSE nelle balze di loc. Licetto e di Cozzo Ralla, con un chiaro asse tettonico NS affiorante per oltre 10 km. La carta geologica al 25.000, meno sobria di CORTESE (1895) e di QUITZOW (1935 a), riporta dolomie e calcari dolomitici da grigi a nerastri ben stratificati, talora massicci, talora carboniosi (per QUITZOW, 1935 a, bituminosi specialmente negli orizzonti più profondi) e con occasionali intercalazioni pelitiche carboniose. Alghe dasicladacee non specificate completano la facies, che sembra corrispondere effettivamente alla presumibilmente norica Dolomia Principale della Calabria Settentrionale. Solamente GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961) hanno segnalato a M. Cocuzzo alla sommità della « serie dolomitica bituminosa dei livelli a litotamni, a globigerine a guscio sottile, a Miliolidi, a microforaminiferi e con molti esemplari di *Nummulites* ».

A W di M. Cocuzzo si hanno la minore finestra di Timpa Longa-M. Tosto-Cozzo Sisino (1,5 km per 1 km) e le due più piccole del Fosso la Pietra. A SW di M. Cocuzzo compaiono le due minuscole finestre del Piano S. Nicola. A sua volta, l'importante piccola finestra del T. Licetto a SW di Lago

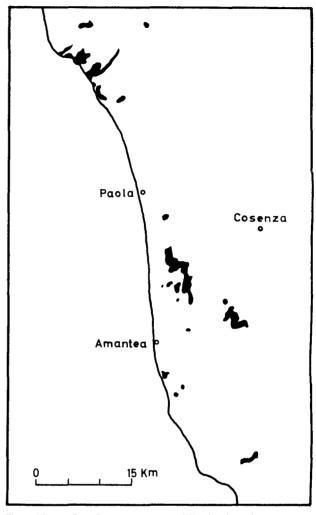



FIG. 33 — Le finestre panormidi da Sangineto a Nicastro, dalla Carta Geologica al 25.000.

— Panormide windows from Sangineto to Nicastro, from the 1:25.000 Geological Map of Calabria.

prolunga ad una quindicina di km l'asse tettonico di M. Cocuzzo.

Lungo assi più orientali si ha l'altro grande sistema di finestre di Malito, che comincia verso N a M. Scicone (0,5 km) per riapparire a M. San Giovanni-M. Santa Lucerna-M. Difesa (3,5 km in direzione NS per 2,5 km in direzione EW) e poi nella finestrella del bivio Malito-Grimaldi ed in quella minuscola della valle del T. Brittone a N di Malito, ed infine nella valle del T. Carito a W di Altilia (0,7 km), per una diecina di km complessivamente da NW a SE. Anche qui la Carta al 25.000 riporta dolomie e calcari dolomitici grigi o nerastri generalmente ben stratificati, occasionalmente massicci, con frequenti resti algali, ossia sempre la facies tipo Dolomia Principale.

Proprio sulla costa, presso gli Scogli di Còrica a S di Amantea, affiora per 1,25 km la finestra di Pietra Tagliata, data secondo la Carta al 25.000

dalla solita facies tipo Dolomia Principale e secondo DUBOIS (1970) da dolomie a zone selciose. Più verso SE emergono dai depositi postorogeni della zona di Càmpora S. Giovanni i due piccoli affioramenti di loc. Mirabella (E di Càmpora) e di loc. Cozza (SE di Càmpora), secondo la Carta al 25.000 dati da dolomie e calcari scuri spesso brecciati.

Infine al bordo della Stretta di Catanzaro affiora la finestra più meridionale di tutte, per 2,5 km in senso EW lungo i depositi postorogeni della stretta e per 1,5 km lungo l'incisione del F. Bagni a NW di Sambiase, per ricomparire più a monte della stessa incisione nella finestrella di loc. Acqua d'Anzino, così da raggiungere i 2,5 km anche in direzione NS. La Carta al 25.000 riporta dolomie o brecce dolomitiche da cristalline a subceroidi, grigio-chiare, con *Griphoporella curvata* GUEMBEL & PIA e *Teutloporella* sp., ed anche DUBOIS (1970) parla di dolomie cristalline, dando l'impressione di una maggior alterazione metamorfica in confronto con le finestre più settentrionali a materiali bituminosi.

Cenni idrogeologici

Lo studio idrogeologico di questi affioramenti può offrire preziose indicazioni di carattere tettonico e geochimico ancor prima che applicativo. Già dalla toponomastica idrografica risulta evidente la funzione di importanti emuntori di queste finestre, suggerendo la possibilità di bacini di raccolta molto più grandi degli affioramenti panormidi stessi, e facendo intravvedere la possibilità di rintracciare eventuali collegamenti profondi.

VALLARIO (1967) riporta le caratteristiche delle acque delle Terme Luigiane, in parte attribuibili ad apporti juvenili, e ricorda tracce di mineralizzazione idrotermale sotto forma di barite, fluorite, quarzo e pirite. CORTESE (1895) ricorda le caratteristiche termali e solfidriche delle sorgenti della finestra panormide a NW di Sambiase. Tracce di minerali metalliferi, in particolare di cinabro, vengono ricordate da CORTESE (1895) per S. Donato di Ninea e Sangineto in condizioni geologiche di contatto fra terreni panormidi e liguridi. Dal canto suo lo scrivente ha segnalato reperti di fluorite di alta termalità nei calcari panormidi presso Mormanno e zone di silicizzazione idrotermale di calcareniti panormidi a N di Grisolìa, in prossimità di vulcaniti del ciclo « limburgitico » (OGNIBEN, 1969).

La questione fa intravvedere possibili sviluppi di carattere fondamentale ed applicativo. Da una parte il Complesso Panormide si sta rivelando come un importante orizzonte carbonatico per lunghi tratti incassato ed occultato in terreni di tipo flisciode, come appunto in Calabria e come è stato già rivelato da perforazioni in Sicilia e potrebbe ritrovarsi in estese zone dell'Appennino. Non sarà male tener presente questo tema per la ricerca sia di idrocarburi che di minerali di origine idrotermale o di energia endogena.

Dall'altra parte vi è una duplice concomitanza fra aree di manifestazioni idrotermali ed aree a facies solfatica in orizzonti talmente simili da poter suggerire l'appartenenza ad una medesima zona isopica, quale per le Panormidi più interne e le Toscanidi è stata ipotizzata in OGNIBEN (1969). Va infatti ricordato che nella zona di associati reperti ad anidriti, gessi, calcari cavernosi e calcari a cellette della Toscana vi è una fortissima concentrazione di manifestazioni idrotermali databili forse dall'alto Miocene ad oggi, dalle piriti maremmane al cinabro ed all'antimonio della periferia maremmana ed ai soffioni della zona massetano-volterrana. Non è possibile non ricordare quest'associazione a proposito delle manifestazioni idrotermali calabresi quando nella zona compresa fra San Donato di Ninea, Sangineto e Guardia Piemontese si ritrovano le stesse cataclasiti e miloniti dolomitico-gessose della Toscana, gli stessi calcari cavernosi con frammenti polimittici, gli stessi calcari nerastri a cellette calcitiche contenenti il cenerone dolomitico.

COMPLESSO LIGURIDE (STEINMANN, 1926)

Descrizioni dei vecchi autori

Le concezioni autoctoniste non impedivano ai geologi del secolo scorso di scrivere quello che si vedeva, e si vede. Per CORTESE (1895) le filladi « arcaiche » della zona Grisolìa-Verbicaro-Diamante si riattaccano a quelle della Catena Littorale Tirrena, con questo nome intesa fra il T. Sangineto ed il Fiume Savuto. Sono scisti lucenti con masse ed inclusioni di granito e grandi lenti di calcare cristallino, di dioriti e diabasi. Da Sant'Agata d'Ésaro a Mongrassano a Paola le rocce più caratteristiche sono gli scisti diabasici verdi e violacei, mentre le serpentine si trovano presso Belmonte, a Lago, alla punta di Còrica, sopra Malito, e bellissime a Gimigliano, al M. Reventino e nella valle del Savuto. Le lenti di calcari cristallini sono sparse dovunque ma specialmente in vicinanza delle rocce anfiboliche.

Questo ritratto dell'associazione liguride argillo-scisti-ofioliti-calcari a Calpionelle è eloquente. Lo ripete DI STEFANO (1904) che per gli scisti da Diamante e Bonvicino e Lungro e S. Donato di Ninea fino a tutta la Catena Costiera tirrenica, e per le rocce associate, afferma che « il problema dell'età non può dirsi ancora risolto e fornirà importante materia di studio ai geologi futuri », tanto più che a lui stesso questi scisti sembrano gli stessi di Mormanno, certamente « eocenici ». La stessa cosa ripete GIGNOUX (1909), che aveva visto molto chiaramente la situazione quando scriveva: « potrebbe darsi che una parte degli scisti cristallini della Catena Costiera tirrenica (spesso accompagnati da rocce verdi) siano di età più recente e confrontabili per esempio con gli schistes lustrés delle nostre Alpi. La soluzione di tutte queste questioni sarebbe più facile se si partisse da una sintesi della tettonica della Sicilia, dove purtroppo sarebbe necessario rivedere accuratamente dati stratigrafici e rilevamenti geologici ». Questa è infatti l'impostazione del presente lavoro, soprattutto per quanto riguarda il Complesso Calabride, ma anche per il riconoscimento delle Argille Variegate sicilidi e del substrato autoctono.

Dello stesso anno va ricordato lo studio di ALOISI (1909) sulle ofioliti a glaucofane di M. Còrica, ossia del rilievo retrostante agli Scogli di Còrica a S di Amantea. Anche questo è un tema di studio che non avanzerà di molto, rimanendo fino a tempi recentissimi al punto in cui lo lascerà QUITZOW (1935 a).

La linea di QUITZOW (1935 a)

Nella grande falda delle filladi arcaiche questo autore vede prevalere verso il basso gli scisti verdi ed a SW della Sila le serpentine, mentre nella Catena Costiera fino a S del parallelo di Fuscaldo non si avrebbe se non « Trias metamorfico », che la chiara tabellina di p. 79 del suo lavoro (v. addietro fig. 8) sintetizza dal basso all'alto in *filladi inferiori* per varie centinaia di m, con scisti verdi, *serie calcarea di Cetraro* fino a 100 m, con gessi, carniole e dolomie a cellette, *filladi superiori* fino a 200 m, con calcari straterellati e porfiriti diabasiche, e infine la norica *Dolomia Principale*, almeno a Cetraro. La stessa serie si ritroverebbe verso Nord a Scalea, Diamante, Lungro-Acquaformosa. Le porfiriti diabasiche sono spilitizzate con plagioclasi alterati a lawsonite e calcite e femici ad ematite e clorite nelle facies rosso-violette, o saussuritizzate con epidoto nelle facies verdi. Nelle filladi inferiori di Cetraro le rocce verdi sono assenti, ed anche in quelle superiori sono concentrate al livello dei calcari straterellati, sopra o sotto o intercalate ad essi.

Interessantissima per la compressione di molta letteratura successiva è la memoria di QUITZOW (1935 b), la cui accuratezza petrografica ha certamente contribuito ad accreditare per decenni un quadro geologico spiegabile solo con l'apriorismo del voler riconoscere profondità di livello geologico alle rocce metamorfiche, al pari di tutti i quadri di giacitura autoctona per lungo tempo riconosciuti nelle falde più o meno cristalline alpine, toscane, calabresi, peloritane ecc. Attualmente il quadro di QUITZOW impallidisce e svanisce in tutti gli studi di dettaglio (v. HOFFMANN, 1969; 1970; DE ROEVER E.W.F., 1972) e dove esso resiste per giustificare situazioni locali o generali si ha generalmente una notevole prova del fatto che la zona non è stata studiata. A prescindere, QUITZOW (1935 b) ricorda che nella Calabria settentrionale, al limite fra Appennino meridionale e Cristallino calabride, compare una successione metamorfica data principalmente da filladi grigie e più raramente variegate, con calcari straterellati, marmi, quarziti e subordinatamente anche scisti silicei, gessi ecc. Particolarmente caratteristiche e localmente molto potenti le rocce eruttive basiche, prevalentemente porfiriti diabasiche ma anche isolate serpentine. Le porfiriti sono per lo più rosso-violette per spilitizzazione, talora verdi per saussuritizzazione, più raramente compatte; rocce molto laminate ad epidoto-clorite-albite rappresentano forse tufi metamorfosati. A Nord di Belvedere nello stesso livello stratigrafico di queste rocce eruttive compaiono rocce a glaucofane chiaramente ad esse corrispondenti, come il lavoro di QUITZOW ha lo scopo di dimostrare (v. addietro la cartina a fig. 27).

Per quanto riguarda « la posizione tettonica della serie metamorfica basti dire che essa in parte compare normalmente al letto della Dolomia Principale (nell'Appennino meridionale presso Lungro). Nella sua estensione principale, ossia nella striscia costiera da Scalea a Belvedere così come nell'intera Catena Costiera, essa forma tuttavia una falda continua, che è stata trasportata assieme con la sovrastante Dolomia Principale al di sopra del Mesozoico e del Terziario antico dell'Appennino meridionale. La lunghezza minima del trasporto è di 30 km. Sulla falda del Trias metamorfico è sovrascorsa un'altra falda composta dai gneiss granatiferi, orneblenditi e graniti del massiccio calabrese ».

Seguono le descrizioni petrografiche di un *diabase saussuritico* proveniente da 3 km ad E di Bel-

vedere, di una *porfirite diabasica spilitica* pure a 3 km E di Belvedere, di una *porfirite diabasica laminata* della valle di Cetraro, di uno *scisto a glaucofane-lawsonite-sericite* dal terrazzo costiero a 300 m E della Stazione di Scalea, di un *fels a glaucofane-cloromelanite-pumpellyite* dallo stesso terrazzo, di un *fels a glaucofane-cloromelanite-lawsonite-pumpellyite* e di un *fels a glaucofane-cloromelanite-lawsonite* sempre dallo stesso terrazzo, di un *fels a glaucofane-cloromelanite-pumpellyite* e di uno *scisto a glaucofane-pumpellyite-lawsonite* da Fontana Tavolara 9 km a WNW di Lungro, di uno *scisto a glaucofane-augite-lawsonite* dalla strada di Bonvicino a circa 2,3 km ad E di Diamante, di uno *scisto a glaucofane-calcite-lawsonite* e di uno *scisto ad egirinaugite-lawsonite-glaucofane* dalla stessa località.

QUITZOW conclude che si tratta di rocce verdi di geosinclinale come quelle che altrove compaiono nel Carnico dell'area mediterranea, per lo più colate di porfiriti diabasiche spilitizzate passanti attraverso tutta una serie di termini intermedi a scisti e fels a glaucofane, costituenti una « facies più fortemente metamorfica » delle porfiriti diabasiche. Riguardo alle cause della limitazione del metamorfismo a glaucofane alla parte settentrionale dell'area del Trias metamorfico, esse vengono attribuite a piccole differenze di pressione e temperatura rispetto al generale metamorfismo per pressione orogenica, carico ed innalzamento di temperatura dovuto alla messa in posto delle falde sovrastanti.

Sulla linea di QUITZOW, IPPOLITO (1948-49) distingue a Cetraro-Acquappesa *filladi inferiori* prevalentemente quarzitiche da *filladi superiori* ofiolitifere a prevalente composizione calcarea, con intercalato un complesso di *calcari dolomitici, carniole e gessi* trasgressivo sulle prime e seguito concordantemente dalle seconde. La guida della SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) nota grande somiglianza con alcuni livelli degli « argilloscisti eocenici » nelle filladi di Terranova da Sìbari ritenute « paleozoiche » (sic) da CORTESE.

In base alla legenda, che verso Nord ritrova come Paleozoico l'Arcaico di CORTESE (1895) fin nelle tavolette Belvedere Marittimo e San Sosti, mentre pur astenendosi da precisazioni cronologiche colloca al di sotto del Trias panormide i terreni liguridi dei fogli Verbicaro e Castrovìllari, anche la Carta Geologica al 25.000 risulta ispirata alla linea di QUITZOW, tranne quando gli stessi terreni diventano miocenici nei fogli Amendolara e Montalbano Jonico. Il quadro concettuale dell'insieme è esposto da BURTON (1971). Per i terreni del Complesso Liguride del presente lavoro la sua descrizione ricorda rocce metamorfiche, eruttive e sedimentarie. Fra le rocce metamorfiche rientrano nel Complesso Liguride (secondo il presente lavoro):

a) le *filladi del Gruppo* 2 caratterizzate da giacitura fra sottostante Mesozoico e sovrastanti scisti dinamometamorfici (« scisti bianchi ») e scisti biotitici e gneiss. La ricostruzione della stratigrafia originaria sarebbe resa impossibile dalla loro complessità strutturale. Esse constano di scisti di origine pelitica contenenti sottili fasce di quarziti in vaste aree dei fogli Cetraro e Cosenza, orizzonti calcarei nelle altre aree. A Gimigliano sopra le filladi si ha un pacco di calcari cristallini con scisti pelitici e con base conglomeratica. Nel complesso filladico sono intruse le rocce ignee da sieniti sodiche o metasieniti a lave a pillows ed a serpentine. Caratteristiche le lenticciole quarzose;

b) le *filladi del Gruppo* 3 comprese nei fogli Verbicaro e Castrovìllari, del tutto analoghe alle precedenti ma poggianti su livelli del Miocene inferiore o sugli « scisti del F. Lao » e ricoperte da livelli del Miocene medio-superiore;

c) gli *scisti seritici* sottostanti ai calcari e dolomie supratriassici e con base non visibile. Mostrano lo stesso metamorfismo delle filladi ma in colori più chiari o variegati, contengono intercalazioni lenticolari di gesso e di anidrite e non lenticciole di quarzo, e vi si osservano solo rocce intrusive basiche e non acide;

d) gli *scisti del F. Lao* talvolta interposti fra le sovrastanti filladi del Gruppo 3 ed il Miocene inferiore, mostrano la stessa facies delle filladi, con quarziti e calcari e quasi senza rocce basiche, ma con metamorfismo di grado alquanto minore e senza lenticciole quarzose;

e) gli *scisti del T. Frido* intercalati fra sottostanti livelli del Miocene inferiore e sovrastanti livelli del Miocene medio-inferiore, con facies uguale a quella delle filladi ma di grado metamorfico alquanto minore, ricchi di rocce ignee di origine sia intrusiva che effusiva.

Tutte queste rocce sarebbero prive di fossili e avrebbero subito un metamorfismo uniforme. Gli « scisti sericitici » sottoposti al Trias dovrebbero essere di età e metamorfismo pretriassici, probabilmente paleozoici. Gli altri gruppi di terreni sarebbero parimenti paleozoici ed in tal caso alloctoni, oppure autoctoni ed in tal caso sedimentati e metamorfosati nel Miocene inferiore. Le ofioliti vengono descritte come *rocce basiche ed ultrabasiche intrusive ed effusive*, date da serpentine, gabbri e basalti spilitici. Le rocce intrusive (serpentine e

gabbri) si trovano nelle « filladi del Gruppo 2 », negli « scisti sericitici », negli « scisti del T. Frido » e nei calcari mesozoici, talora in piccole masse senza aureola, talora in masse maggiori con aureola metamorfica ma prevalentemente metasomatica a scisti epidotici verdi per le serpentine, a scisti verdi e violetti con glaucofane, epidoto e lawsonite per i gabbri, a loro volta sodici e contenenti glaucofane. Le rocce effusive, ossia i basalti a pillow, si trovano entro le « filladi del Gruppo 2 », entro gli « scisti del T. Frido » parzialmente associati con serpentine, fra le « filladi del Gruppo 2 » ed i calcari a Calpionelle, ed infine entro questi ultimi. La loro età è legata a quella di questi calcari, qui sotto descritti.

Fra le rocce sedimentarie rientrano nel Complesso Liguride del presente lavoro quelle dall'autore ascritte alla *facies di Terranova di Sibari* e comprendenti due formazioni calcaree. La prima più meridionale (Diamante, Cetraro, Spezzano Albanese, Terranova da Sìbari) corrisponde ai Calcari a Calpionelle del presente lavoro ed è data da calcari finemente stratificati con intercalazioni di argille fogliettate, talora con orizzonti rossi e verdi (come gli « scisti sericitici » e come la base della Formazione del Frido !), localmente con lenti di selce, con calcareniti e con microbrecce o microconglomerati di origine torbiditica; essa poggia sulle « filladi del Gruppo 2 » direttamente o con l'interposizione di lave basiche, ed è attribuita al Berriasiano per la microfauna a Tintinnidi da AFCHAIN (1961). La seconda formazione più settentrionale (da Terranova di Pollino al F. Saraceno) corrisponde alla Formazione del Saraceno di VEZZANI (1968 b), ma sarebbe litologicamente simile perfino nelle intercalazioni rosse e verdi alla precedente di cui costituirebbe forse la parte più elevata, e contiene molte più calcareniti a struttura gradata. Essa poggerebbe su livelli del Miocene inferiore oppure su « un pacco relativamente sottile di argille fogliettate di colore scuro » evidentemente corrispondente alla Formazione delle Crete Nere di VEZZANI (1968 c). Verso la base contiene Globotruncane e Guembeline e verso l'alto microfaune a foraminiferi arenacei « considerate tipiche dell'Oligocene o dell'Oligo-Miocene » (ed invece di nessun valore stratigrafico come è stato ampiamente discusso più volte a cominciare da OGNIBEN, 1958, per finire con BROUWER, 1965; WEIDMANN, 1967; OGNIBEN, 1969). La formazione potrebbe essere miocenica ed autoctona, oppure cretaceo-miocenica ed in tal caso alloctona in quanto poggerebbe sul Miocene inferiore.

Contributi vari sui terreni liguridi calabresi

Un primo dato di geologia calabrese ottenuto con moderni metodi micropaleontologici e con moderna concezione di quello che è una successione sedimentaria vien fornito da SELLI (1958) riguardo il Trias metamorfico della Calabria settentrionale (v. addietro fig. 30): « la cosiddetta serie di Acquaformosa non esiste affatto, in quanto i vari orizzonti calcarei, filladici ecc. riconosciuti non sono altro che esotici variamente imballati nelle A.S. Il cosiddetto Trias metamorfico di Spezzano

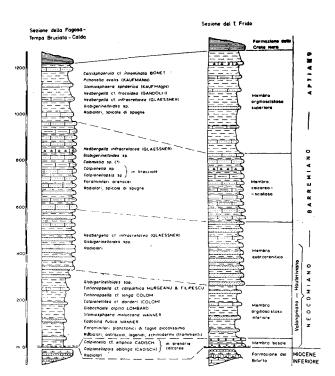



FIG. 34 — Sezioni stratigrafiche nella Formazione del Frido, da VEZZANI (1968 e).

— Stratigraphic sections in the Frido Formation, from VEZZANI (1968 e).

Albanese costituisce degli esotici prevalentemente calcarenitici di età titonica a *Calpionella alpina*. Sono attribuite al Carnico le evaporiti di Fontana Tavolara sicuramente messiniane ».

BONFIGLIO (1966) vede nella Sila Piccola a NW di Catanzaro una successione avente alla base filladi con intercalati calcescisti, calcari e scisti verdi con nuclei di serpentina (= Complesso Liguride). Le filladi passerebbero gradualmente verso l'alto agli « scisti bianchi » di tessitura molto varia e di natura problematica per il fatto stesso del passaggio alle filladi, che non li caratterizzerebbe come ortoscisti. Tettonicamente sovrapposte alle filladi sarebbero un'unità simile alla formazione gneissico-kinzigitica della Calabria meridionale ed un'unità granitica

comprendente anche migmatiti. I rapporti fra queste due unità rimangono indefiniti, ma ambedue « sono da ritenere parautoctone rispetto al Massiccio Centrale della Sila ».

MELIDORO (1966) descrive le « argille scagliose ofiolitifere » di Cassano allo Ionio, sotto forma di « argille a scaglie grigie o grigio-nerastre, quando è abbondante il pigmento carbonioso; argilloscisti sericitici e cloritici grigio-verdognoli; quarzoareniti a cemento calcareo e siliceo; marne ardesiache nerastre a grana finissima; calcareniti e calcari marnosi tipo palombino », contenenti « rocce ofiolitiche, presentanti al contatto in genere fenomeni di leggero metamorfismo termico » e « costituite in prevalenza da serpentine; subordinatamente da scisti talcoso-cloritici e da relitti di originarie rocce femiche ed ultrafemiche ».

COTECCHIA & MELIDORO (1966) descrivono una stretta nella valle del F. Melito a circa 2 km a NE di Gimigliano, vedendovi una interessante successione dal basso verso l'alto di filladi, scisti verdi, calcari cristallini, ancora filladi con lenti di calcare cristallino ed ammassi di porfido quarzifero rosso. In rapporti poco chiari con queste ultime filladi si avrebbero micascisti bianchi di mesozona, gneiss ghiandolari, scisti iniettati e graniti. Tutte queste ultime rocce sarebbero probabilmente legate dalla iniezione di filoni acidi fino alla migmatizzazione. Scisti iniettati e graniti sarebbero sovrascorsi sulle filladi, e forse lo sono anche gli scisti bianchi e gneiss ghiandolari dato il salto di metamorfismo rispetto alle filladi, ma potrebbe anche trattarsi « di uno stesso complesso metamorfico interessato marginalmente dalle iniezioni magmatiche che hanno originato gli scisti iniettati ». Un certo interesse riveste la descrizione delle filladi della stretta, appartenenti ai livelli alti della successione prima elencata e che appaiono prive di termini calcescistosi, sicché si può pensare a materiale non derivato dagli argilloscisti liguridi, ed eventualmente riferibile a filladi paleozoiche, ossia al Complesso Calabride del presente lavoro.

VEZZANI (1968 d; 1968 e; 1970) e OGNIBEN (1969) descrivono in modo relativamente approfondito dal punto di vista stratigrafico (fig. 34) e petrografico (fig. 35) le formazioni liguridi a Nord della zona di Sangineto, fornendo così una base per possibili identificazioni delle stesse formazioni più a Sud.

BORSI & DUBOIS (1968) portano un dato oggettivo di grande valore per l'identificazione delle « filladi inferiori » di Cetraro-Bonifati, e precisamente una determinazione di età assoluta di 48 MA per le « muscoviti piccole ma abbondanti » in esse contenute, che risultano pertanto di età eocenica. A parte che le filladi ai piedi delle scarpate dolomitico-gessose di Cetraro e Acquappesa ad una prima ricognizione sono sembrate abbassate per

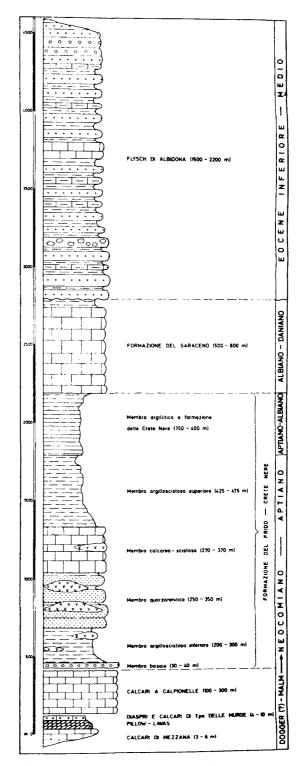



FIG. 35 — Successione stratigrafica schematica del Complesso Liguride, da OGNIBEN (1969).

— Schematic stratigraphic sequence of Liguride Complex, from OGNIBEN (1969).

faglia, e quindi non inferiori, va ricordato che si tratta di rocce arcaiche per CORTESE (1895), triassiche per QUITZOW (1935 a), paleozoiche per la Carta Geologica della Calabria al 25.000, permo-triassiche per GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961) e successori, e che l'età eocenica del metamorfismo viene accettata a conclusione della critica dei vari dati in OGNIBEN (1969) anche per la Formazione del Frido della regione del Pollino.

Per completezza va segnalato (fig. 36) anche il contributo paleoautoctonista di DAMIANI (1970 a; 1970 b), dove un « Flysch del Lao » (= Flysch del Bifurto + Formazione del Frido) regolarmente poggiante attraverso la « Formazione di Alberosa » (= Formazione di Cerchiara) sul Complesso Panormide comprendente i calcari a Calpionelle di Diamante, vien attraversato in un momento successivo al Miocene inferiore da magmi gabbrico-peridotitici ascesi in virtù di « alcuni movimenti disgiuntivi » e « che hanno metamorfosato anche le formazioni mioceniche ».

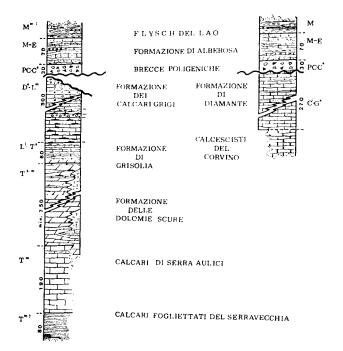



FIG. 36 — Successione stratigrafica nella Calabria nord-occidentale secondo DAMIANI (1970 a). Flysch del Lao = Formazione del Bifurto + Formazione del Frido; Formazione di Alberosa e Brecce Poligeniche = Formazione di Cerchiara; Formazione di Diamante = Calcari a Calpionelle; Calcescisti del Corvino = calcescisti liguridi a letto dei calcari a Calpionelle; Formazione dei Calcari Grigi, F. di Grisolia, F. delle Dolomie scure, Calcari di Serra Aulici, Calcari del Serravecchia = Complesso Panormide (v. OGNIBEN, 1969, e il presente lavoro).

— Stratigraphic sequence in NW Calabria according to DAMIANI (1970 a). Lao Flysch = Bifurto Formation + Frido Formation; Alberosa Formation and Poligenic Breccias = Cerchiara Formation; Diamante Formation = Calpionella Limestone; Corvino Calcschists = calcschists underlying the *Calpionella* Limestone; Grey Limestone, Grisolia, Dark Dolomite, Serra Aulici Limestone, Serravecchia Limestone formations = Panormide Complex (see OGNIBEN, 1969, and present paper).

Il Complesso Liguride nelle sintesi francesi

Le recenti concezioni di scuola francese sulla Calabria mostrano un chiaro riferimento a GLANGEAUD (1952), che vede una zona di Sangineto come linea di separazione fra dei massicci appenninici ed un fronte africano rappresentato dal massiccio della Sila, come già ricordato addietro.

CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961) dedicano speciale attenzione alla formazione ofiolitifera ed alla zona di Sangineto (fig. 37). Si tratterebbe di una « zona schiacciata orientata EW, formante una depressione di cui gli schistes pseudo-lustrés occupano la maggior parte. Qua e là affiorano scaglie complesse, comprendenti radiolariti e serpentine frantumate a contatto col flysch che ricopre il massiccio triassico nordcalabrese. Pillow-lavas e brecce ofiolitiche appaiono in posizione tettonica aberrante. Si osservano infine dioriti iniettate ad Est di Sangineto in una lama di gneiss granatiferi o kinzigiti. Si tratta dello schiacciamento di una fossa a crosta sialica relativamente sottile, oppure di una sinclinale di falde. Si può dunque immaginare che la zona di Sangineto corrisponda ad una cicatrice e derivi da un *hiatus intercratonico* separante il cratone (supposto) dell'Appennino meridionale da quello (osservato) della Sila ».

« In strette zone fra i massicci sialici del mosaico mediterraneo il fondo simico si manifesta con importanti emissioni di rocce verdi e con un forte metamorfismo pretettogenico; questi intervalli verranno designati come *hiatus*, e dal punto di vista paleogeografico corrispondono a fosse oceaniche del tipo Portorico. Un esempio potrebbe essere la zona di Sangineto ».

Nella discussione allegata al lavoro ora citato, GLANGEAUD precisa che « la distensione triassico-liassica comincia in vari punti con una fase di progressivo sprofondamento a partire dal Carnico, prolungandosi durante parte del Lias. Ogni volta che si può osservarli realmente (Sangineto, Genova, Alpi franco-svizzere ecc.) questi hiatus (solchi) sono stati riempiti da una serie che nell'insieme comincia con gli schistes lustrés e finisce con dei flysch cretaceo-eocenici. Nelle pubblicazioni dalla fig. 1 del 1951 (GLANGEAUD, 1952) in poi l'insieme siciliano è stato riattaccato al blocco africano e sepa-

rato dall'Appennino mediante un hiatus ora riconosciuto ».

In queste talora abbreviate citazioni è contenuto l'atto di nascita dello « hiatus di Sangineto », di cui vien reso molto chiaramente il concetto.

GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961) distinguono nel « flysch a quarziti », praticamente sinonimo dell'infracretacea Formazione del Frido (VEZZANI, 1968 e), una facies settentrionale (FQN) sovrapposta sul « Permotrias » di Cetraro ed estesa verso Nord, con serpentine e spiliti, ed una alquanto differente facies meridionale (FQS) probabilmente equivalente, sovrapposta sulle finestre dolomitiche fra Amantea, Grimaldi, la piana del Crati e fino a Catanzaro, con porfiriti e serpentine. Sia l'una che l'altra facies sono sormontate dai gneiss granatiferi. Non si ritroverebbero sotto il FQS gli « schistes pseudolustrés » del « Permotrias » di Cetraro.

GLANGEAUD, GRANDJACQUET, BOUSQUET & AFCHAIN (1962) delineano due assi ortogonali secondo cui apparirebbero in Calabria le rocce simatiche mesozoiche. Il primo avrebbe direzione EW da Sangineto a Terranova da Sìbari come risulta dalla fig. 1 degli autori (fig. 38), e corrisponderebbe all'antico hiatus mesozoico di Sangineto divenuto una « geosutura » dopo la compressione alpina. Il secondo asse NS corrisponderebbe alla « unità di Cetraro » (CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET, 1961). Una parte dei flysch a rocce simatiche trasportati nella parte centrale della Lucania meridionale potrebbe provenire dallo hiatus di Sangineto. Nella regione di Sangineto e di Cetraro sotto l'insieme alloctono (gneiss e dolomie) si avrebbero flysch a quarziti, calcari straterellati, rocce verdi e « schistes pseudolustrés » almeno in parte parautoctoni. Più ad Est potrebbe essere parimenti parautoctona la serie di Terranova da Sìbari a radiolariti, « schistes pseudolustrés », calcari a Calpionelle e rocce simatiche fortemente metamorfiche. Una parte degli elementi plastici, e particolarmente il flysch a quarziti dello hiatus di Sangineto, sembrerebbe pertanto essere stato espulso verso la Lucania durante una fase di compressione seguita da un'onda orogenica con scivolamento, così da costituire delle falde fliscioidi contenenti scaglie kinzigitiche ed una parte delle rocce simatiche della regione di Sangineto, assieme con altre falde provenienti dal Tirreno.

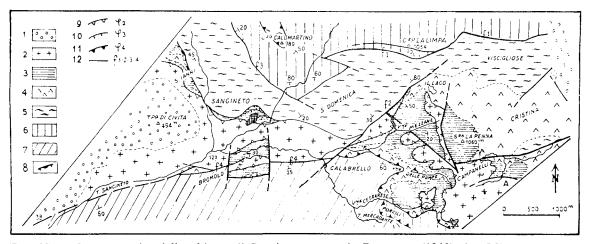



FIG. 37 — Carta tettonica dello « hiatus di Sangineto » secondo BOUSQUET (1962). 1 - Miocene; 2 - formazione diorito-kinzigitica; 3 - calcari straterellati; 4 - « diabasi-porfiriti »; 5 - flysch a quarziti; 6 - dolomie, calcari dolomitici; 7 - « schistes pseudo-lustrés »; 8 - serpentine fra il flysch a quarziti ed il calcare straterellato; 9 (φ_2) - contatto anormale alla base della formazione diorito-kinzigitica; 10 (φ_3) - contatto fra calcari straterellati, diabasi-porfiriti e flysch a quarziti; 11 (φ_4) - contatto anormale alla base del flysch a quarziti.

— Tectonic map of the « Sangineto hiatus » according to BOUSQUET (1962). 1 - Miocene; 2 - dioritic-kinzigitic formation; 3 - thin bedded limestone; 4 - diabase-porphyrites; 5 - quartzite flysch; 6 - dolomite, dolomitic limestone; 7 - « schistes pseudo-lustrés »; 8 - serpentines between quartzite flysch and thin bedded limestone; 9 (φ_2) - tectonic basal contact of the dioritic-kinzigitic formation; 10 (φ_3) - tectonic contact between thin bedded limestone, diabase-porphyrites and quartzite flysch; 11 (φ_4) - tectonic basal contact of quartzite flysch.

Altri contributi riguardanti in particolare i terreni qui descritti come Complesso Liguride sono portati da: AFCHAIN (1961) che descrive le ofioliti, i calcescisti, i calcari a Calpionelle e le radiolariti di Terranova da Sìbari; BOUSQUET (1961 a) che distingue (fig. 39) fra le rocce verdi legate all'autoctono, tipo Cerasullo-Cerviero (= le rocce del ciclo limburgitico-andesitico del Complesso Panormide in OGNIBEN, 1969), le rocce verdi legate all'alloc-

tono « flysch a quarziti », le rocce verdi « eventualmente » legate agli alloctoni « schistes pseudolustrés »; BOUSQUET (1961 b) afferma che le rocce

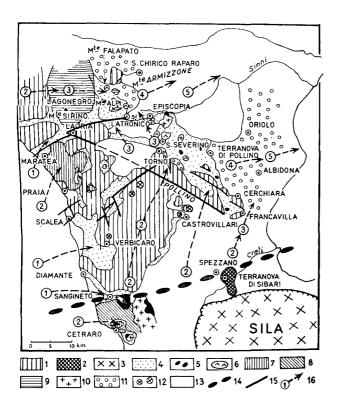



FIG. 38 — Carta dello « hiatus di Sangineto » secondo GLANGEAUD, GRANDJACQUET, BOUSQUET & AFCHAIN (1962). 1 - successioni calcaree autoctone dal Giurassico al Terziario; 2 - serie dello hiatus di Sangineto affiorante a Terranova da Sibari, con flysch a quarziti, calcari a Calpionelle, radiolariti e spiliti glaucofaniche; 3 - graniti e metamorfiti della Sila; 4 - flysch a quarziti e flysch nero; 5 - diabasi e pillow-lavas associati ai flysch sopraddetti; 6 - serpentine associate agli stessi flysch; 7 - falde e scaglie dolomitiche; 8 - « schistes pseudolustrés » di Cetraro; 9 - serie di Lagonegro; 10 - serie kinzigitiche; 11 - successioni rimaneggiate, formate in gran parte da flysch con klippen, olistoliti ed olistostromi; 12 - vulcanesimo limburgitico autoctono; 13 - terreni plio-quaternari; 14 - asse della fossa mio-pliopleistocenica sovrapposta allo « hiatus di Sangineto »; 15 - faglie generalmente della fase ponto-plio-quaternaria; 16 - fasi successive (1 a 5) di trasporto delle falde e del flysch a partire dal Tirreno e dallo « hiatus di Sangineto ».

— Map of « Sangineto hiatus » according to GLANGEAUD, GRANDJACQUET, BOUSQUET & AFCHAIN (1962). 1 - autochtonous calcareous Jurassic-Tertiary sequences; 2 - « Sangineto hiatus » series, outcropping at Terranova da Sibari, given by quartzite flysch, *Calpionella* limestone, radiolarite and glaucophanic spilites; 3 - Sila granites and metamorphites; 4 - quartzite flysch and black flysch; 5 - diabases and pillow-lavas associated with just mentioned flyschs; 6 - serpentines associated with same flyschs; 7 - dolomitic nappes and scales; 8 - Cetraro « schistes pseudo-lustrés »; 9 - Lagonegro sequence; 10 - kinzigitic sequences; 11 - reworked sequences built up by flyschs with klippen, olistholites and olisthostromes; 12 - autochtonous limburgitic volcanism; 13 - Plio-Pleistocene terrains; 14 - axis of Mio-Plio-Pleistocene terrains; 14 - axis of Mio-Plio-Pleistocene trough superimposed to « Sangineto hiatus »; 15 - faults mainly due to the Ponto-Plio-Pleistocene phase; 16 - subsequent transport phases (1 to 5) of the nappes and the flysch from Tyrrhenian Sea and from « Sangineto hiatus ».

verdi di Sangineto-Cetraro sono legate esclusivamente al « flysch a quarziti » e non agli « schistes pseudo-lustrés »; BOUSQUET (1962) identifica col « flysch a quarziti » le « filladi superiori » da QUITZOW (1935 a) attribuite al Carnico, e attribuisce a contatto tettonico la loro sovrapposizione alla serie degli « schistes pseudolustrés » costituita dalle « filladi inferiori » e dai calcari e gessi di Cetraro, mentre le rocce verdi sono sovrapposte in associazione originaria al « flysch a quarziti »; BOUSQUET (1963 a) riconosce a N dal Pollino (fig. 40) la successione dal basso all'alto dei « calcari di Mezzana » del Lias superiore o Dogger, delle rocce verdi e infine delle radiolariti seguite dalla seguenza argilloso-arenacea di Timpa delle Murge di età forse supragiurassica o infracretacea, stabilendo così una probabile età alto-giurassica per le rocce verdi ed una loro probabile correlazione con quelle del-

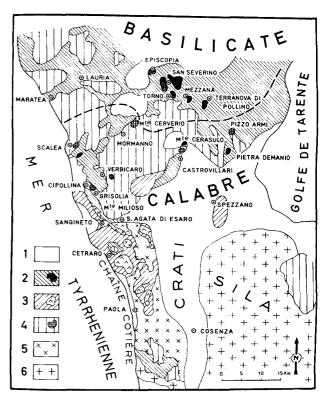



FIG. 39 — Distribuzione delle rocce eruttive basiche secondo BOUSQUET (1961 a). 1 - Quaternario, Pliocene, Miocene; 2 - flysch di Calabria e Basilicata con relative rocce eruttive associate; 3 - « schistes pseudo-lustrés » e porfiriti; 4 - Trias, Giurassico, Cretaceo, Eocene, Oligocene autoctoni e rocce eruttive associate; 5 - serie metamorfiche e cristalline della Catena Costiera; 6 - serie metamorfiche e cristalline della Sila.

— Location of basic eruptiva according to BOUSQUET (1961 a). 1 - Pleistocene, Pliocene, Miocene; 2 - Calabria and Basilicata flyschs with associated eruptiva; 3 - « schistes pseudo-lustrés » with porphyrites; 4 - autochtonous Triassic, Jurassic, Cretaceous, Eocene, Oligocene with associated eruptiva; 5 - metamorphic and crystalline series of the Coastal Chain; 6 - metamorphic and crystalline series of the Sila.

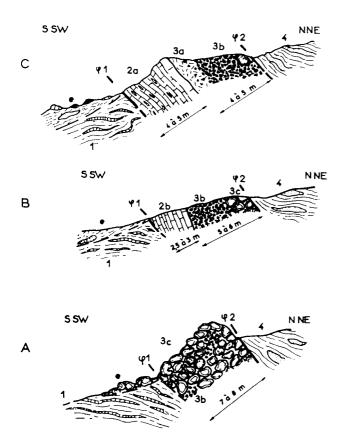



FIG. 40 — Affioramenti di diabasi-porfiriti a Mezzana secondo BOUSQUET (1963 a). e - detrito; 1 - flysch fillonitico; 2 - Calcare di Mezzana (Lias o Dogger ?) (a - con livelli nodulosi, b - senza livelli nodulosi); 3 - successione dei diabasi-porfiriti (a - lava massiccia o brecciata, b - breccia diabasica a cemento calcitico, c - pillow incassati in calcare tipo Mezzana); 4 - flysch a quarziti; φ^1 e φ^2 - contatti anormali rispettivamente alla base ed alla sommità del lembo di diabasi-porfiriti e calcari.

— Diabase-porphyrite outcrops at Mezzana according to BOUSQUET (1963 a). e - detritus; 1 - phyllonitic flysch; 2 - Mezzana Limestone (Lias or Dogger) (a - with knotty levels, b - without knotty levels); 3 - diabase-porphyrite sequence (a - massive or brecciated lavas, b - diabasic breccia with calcite cement, c - pillow embedded in Mezzana - like limestone); 4 - quartzite flysch; φ^1 and φ^2 - tectonic contacts at base and top of diabase-porphyrite-limestone.

l'Appennino settentrionale; BOUSQUET (1963 b) ripete e descrive in dettaglio la successione di Mezzana-Timpa delle Murge (fig. 41), confermando l'età altogiurassica-infracretacea della sequenza argilloso-arenacea di Timpa delle Murge e per conseguenza delle rocce verdi, eliminando pertanto le attribuzioni cronologiche di queste al Trias e all'Eocene secondo QUITZOW (1935 a) ed a maggior ragione le antiche attribuzioni al Paleozoico; resterebbe confermata la separazione tettonica fra i sottostanti « schistes pseudo-lustrés » con calcari e gessi, ed il sovrastante « flysch a quarziti » con rocce verdi e calcari a Calpionelle (fig. 42); BOUSQUET (1964) ricostruisce una successione molto simile alla maggior parte di quella del Complesso Liguride calabro-lucano in OGNIBEN (1969) e data dal basso all'alto (fig. 43) dai « calcari di Mezzana », dalle rocce verdi, dalle radiolariti e dalla serie argilloso-arenacea di Timpa delle Murge a *Stomiosphaera misolensis*, dal « flysch a quarziti » e infine da « calcari straterellati » del Cretaceo alto-Paleocene, che corrispondono alla Formazione del Saraceno di SELLI (1962) e di VEZZANI (1968 b); BOUSQUET (1972) complica le cose estraendo dal Complesso Liguride la Formazione del Frido (fig. 44) e facendone una separata « falda dei flysch metamorfici » senza portare alcuna evidenza di fatto.

Altri contributi vengono da: GRANDJACQUET (1961 b) che nota il metamorfismo epizonale del « flysch a quarziti » a N di Belvedere Marittimo, nonché la sua sovrapposizione al Miocene inferiore; molte sue « trasgressioni tettoniche » sembrano in realtà delle faglie (fig. 45); GRANDJACQUET (1967) che afferma una comune vicenda di metamorfismo alpino per il « Trias » di San Donato di Ninea-Lungro e di Cetraro, per il Terziario dei massicci nord-calabresi (= Complesso Panormide) fra Scalea e Diamante, e infine per l'insieme « flysch a quarziti » - rocce verdi a glaucofane-lawsonite, con de-

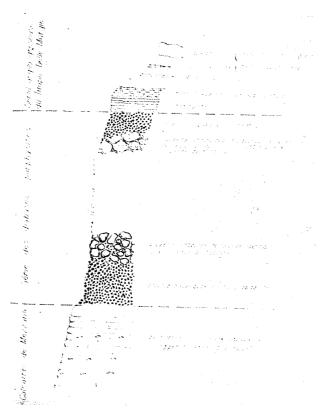



FIG. 41 — Successione sedimentaria comprendente le diabasi-porfiriti secondo BOUSQUET (1963 b).

— Sedimentary sequence comprising the diabase-porphyrites according to BOUSQUET (1963 b).

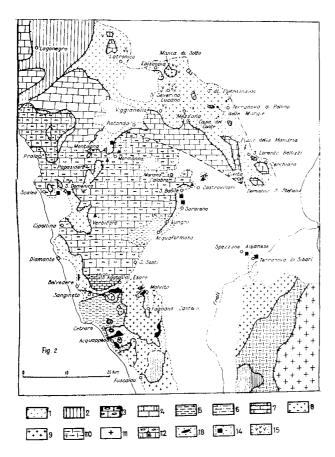



FIG. 42 — Cartina schematica della Calabria settentrionale secondo BOUSQUET (1963 b). 1 - zona di affioramento prevalente del flysch a quarziti e dei calcari della Penna; 2 - serie di Lagonegro; 3 - successione mesozoico-terziaria del « Cretaceo a selci »; 4 - successione mesozoico-terziaria del « Cretaceo a Rudiste » e del M. Alpi; 5 - scisti del « Permotrias » di Lungro; 6 - « schistes pseudo-lustrés » di Cetraro; 7 - sottoscaglie di dolomia; 8 - complesso di filladi e scisti a quarziti; 9 - formazione diorito-kinzigitica; 10 - scisti iniettati; 11 - granito; 12 - « limburgiti »; 13 - diabasi-porfiriti; 14 - rocce verdi glaucofanizzate; 15 - serpentine.

— Schematic map of northern Calabria according to BOUSQUET (1963 b). 1 - outcrop area of mainly quartzite flysch and La Penna limestone; 2 - Lagonegro sequence; 3 - Mesozoic-Tertiary sequence with « cherty Cretaceous »; 4 - Mesozoic-Tertiary sequence with « rudistic Cretaceous » and of Mt. Alpi; 5 - « Permotriassic » schists of Lungro; 6 - Cetraro « schistes pseudo-lustrés »; 7 - minor dolomite scales; 8 - phyllites and quartzite schists complex; 9 - dioritic-kinzigitic formation; 10 - injected schists; 11 - granite; 12 - « limburgites »; 13 - diabase-porphyrites; 14 - glaucophanized greenstones; 15 - serpentines.

formazione a vari episodi e secondo varie direzioni, e con età da post-burdigaliana inferiore a post-elveziana inferiore (evidentemente accomunando laminazione tettonica di rocce terziarie panormidi, v. fig. 46, durante i ricoprimenti, e metamorfismo di alta pressione di rocce verdi liguridi prima dei ricoprimenti); GRANDJACQUET (1969) che elenca una successione di falde di ricoprimento « probabilmente del Pliocene inferiore », sovrapposte ai sedimenti argilloso-arenacei che coprono in discordanza l'edificio appenninico (= Complesso Panormide nella sua successione carbonatica mesozoica e nei suoi termini trasgressivi miocenici), e ad una superficie d'erosione « localmente fossilizzata da depositi del Miocene superiore ». Le falde sarebbero:

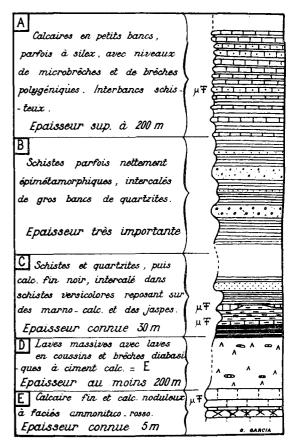



FIG. 43 — Successione schematica delle rocce verdi e del « flysch a quarziti » secondo BOUSQUET (1964).

— Schematic sequence of the greenstones and the « quartzite flysch » according to BOUSQUET (1964).

a) *unità delle argille e calcari* data dalla Formazione del Frido di VEZZANI (1968 e) e da flysch argilloso-calcarei cretaceo-eocenici disseminati di masse di serpentine e di pirosseniti granatiferi, di calcescisti e rocce verdi a lawsonite (schistes lustrés), implicata nelle scaglie del substrato appenninico;

b) *unità delle filladi, gneiss kinzigitici, graniti ed anfiboliti* (= Complesso Calabride);

c) *unità dei flysch arenacei del Cilento e della Lucania* (Formazione del Frido non metamorfica, delle Crete Nere, del Saraceno, di Albidona, delle « argille scagliose », ricoperti dal Flysch di Gorgoglione).

Sopra le tre « serie di unità alloctone » si avrebbe la trasgressione dell'Elveziano-Tortoniano. Segui-

rebbe il postorogeno Pliocene superiore-Calabriano. Il metamorfismo a glaucofane sarebbe dell'Eocene-Oligocene inferiore, con pieghe sinmetamorfiche verso NE e NW anteriori ai ricoprimenti, « avvenuti da W a E sopra una superficie di erosione differenziata di età post-Miocene superiore ».

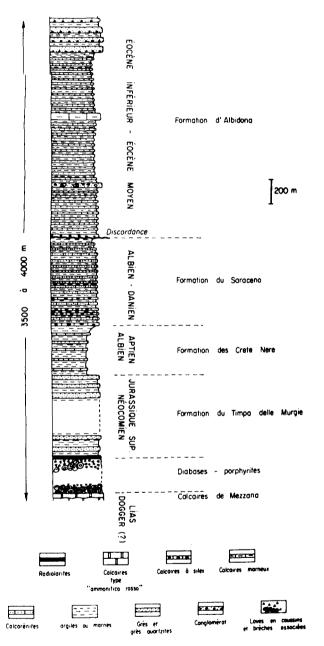



FIG. 44 — La successione del flysch calabro-lucano secondo BOUSQUET (1972).

— Sequence of the calabro-lucanian flysch according to BOUSQUET (1972).

Infine BROSSÈ (1968) descrive a Gimigliano gli scisti sericitici a quarziti con livelli di marmi e le sottostanti prasiniti ad attinoto e pistacite, oltre ad « iniezioni » di serpentine, il tutto di età paleozoica.

I contributi di DUBOIS

L'essenziale dei contributi di scuola francese alla geologia del Complesso Liguride nella Calabria è costituito dalla nutrita serie delle pubblicazioni di DUBOIS (DUBOIS, 1963; DUBOIS & GLANGEAUD, 1965; DUBOIS, 1965; 1966 a; 1966 b; 1966 c; DUBOIS & AFCHAIN, 1966; DUBOIS, 1966 d; 1967 a; 1967 b; 1967 c; 1967 d; 1967 e; BOUSQUET & DUBOIS, 1967; BORSI & DUBOIS, 1968; DUBOIS, 1969 a; 1969 b; 1969 c; 1970; 1971 a; DUBOIS

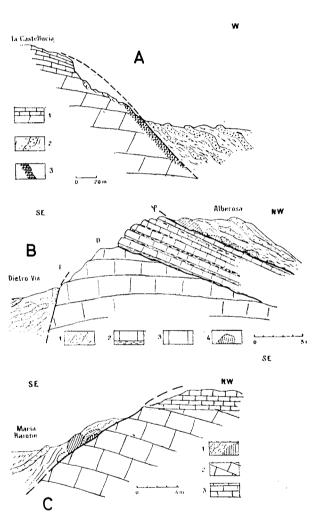



FIG. 45 — Contatti tra il « flysch a quarziti » e l'autoctono nord-calabrese secondo GRANDJACQUET (1961 b). A: 1 - Trias autoctono calcareo-dolomitico, 2 - « flysch a quarziti », 3 - zona cataclastica a vene di calcite; B: 1 - flysch a quarziti », 2 - Nummulitico calcareo-marnoso trasgressivo, 3 - calcari mesozoici, 4 - lembi di erosione tettonica; C: 1 - « flysch a quarziti », 2 - calcari mesozoici, 3 - Nummulitico.

— Contacts between « quartzite flysch » and northern Calabria autochtonous terrains according to GRANDJACQUET (1961 b). A: 1 - autochtonous Triassic limestones and dolomites, 2 - « quartzite flysch », 3 - cataclastic zone with calcite veins; B: 1 - « quartzite flysch », 2 - transgressive marly-calcareous Nummulithic terrains, 3 - Mesozoic limestones, 4 - tectonic erosion shreds; C: 1 - « quartzite flysch », 2 - Mesozoic limestones, 3 - Nummulithic terrains.

& TRUILLET, 1971; DUBOIS, 1971 b), interessante anche dal punto di vista metodologico per la ripetuta alternanza di attribuzioni del Complesso Liguride tra l'Ercinico e l'Alpino. In DUBOIS (1963) fra le finestre dolomitiche fagliate di M. Cocuzzo (con Paleocene alla sommità) ed i gneiss a biotite, granato e sillimanite di Rogliano vengono osservati gli scisti a quarziti, di età carbonifera dimostrata dalle intrusioni granitiche che li legano alla sovrascorsa massa dei gneiss. DUBOIS & GLANGEAUD (1965) distinguono nella Sila meridionale (fig. 47) l'*unità di Gimigliano* a filladi con intercalazioni di marmi, prasiniti e serpentine (= Complesso Liguride), l'*unità di Castagna* a graniti porfiroidi ridotti a gneiss occhiadini, e l'*unità dell'alta Sila*

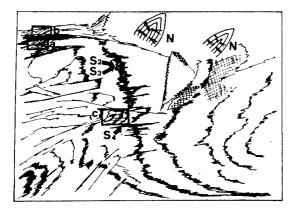



FIG. 46 — Sezione sottile in una piega orientata N 140° con scistosità di taglio nel piano assiale, in un calcare argilloso microbrecciato a Nummuliti, Orbitoidi e forse Miogipsine, secondo GRANDJACQUET (1967).

— Thin section in a N 140° oriented fold with axial shear planes, in a shaly microbrecciated limestone with *Nummulites, Orbitoides* and perhaps *Miogypsina*.

a micascisti e gneiss granatiferi. Il tutto deriverebbe da una formazione pelitica metamorfosata nelle filladi di Gimigliano e nei micascisti e gneiss dell'alta Sila, granitizzata e soggetta ad una tettonica a scaglie deformate da una traslazione verso SW.

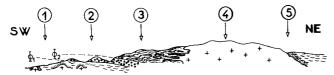



FIG. 47 — Struttura della Sila secondo DUBOIS & GLANGEAUD (1965). 1 - unità di Gimigliano con relative intrusioni granitiche; 2 - unità di Castagna; 3 - micascisti e gneiss dell'alta Sila; 4 - granito della Sila; 5 - filladi metamorfosate al contatto del granito della Sila.

— Structure of the Sila according to DUBOIS & GLANGEAUD (1965). 1 - Gimigliano unit with granite intrusions; 2 - Castagna unit; 3 - micaschists and gneisses of high Sila; 4 - Sila granite; 5 - phyllites contact-metamorphized by Sila granite.

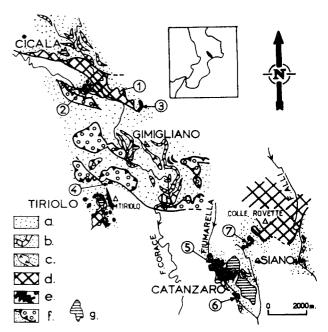



FIG. 48 — Rapporti fra granito e filladi fra Catanzaro e Cicala secondo DUBOIS (1965). *Unità di Gimigliano:* a - filladi e scisti verdi, b - intercalazioni di marmi, c - serpentine. *Graniti intrusivi nell'unità di Gimigliano:* d - graniti a schlieren micacei, e - micrograniti. *Unità di Castagna:* f - graniti dinamometamorfici tettonicamente sovrapposti sull'Unità di Gimigliano e relative intrusioni.

— Relations between granite and phyllites in the Catanzaro-Cicala area according to DUBOIS (1965). *Gimigliano unit:* 1 - phyllites and greenschists, b - marble intercalations, c - serpentines. *Intrusive granite in the Gimigliano unit:* d - granite with biotite schlieren, e - microgranites. *Castagna unit:* f - dinamometamorphic granites tectonically overriding Gimigliano unit and its intrusiva.

DUBOIS (1965) trova eccessiva la concezione delle falde cristalline provenienti dal Tirreno secondo LIMANOWSKI (1913), ed anche quella di una falda di « scisti iniettati » trasportati verso WSW sopra le filladi secondo QUITZOW (1935 a); infatti nell'unità di Gimigliano a filladi, marmi, prasiniti e serpentine egli vede iniettati i graniti della zona Cicala-Catanzaro (fig. 48), con fenomeni di contatto. DUBOIS (1966 a) descrive l'unità di Castagna, data da gneiss occhiadini e tettonicamente compresa fra le sottostanti filladi dell'unità di Gimigliano ed i sovrastanti gneiss granatiferi dell'unità dell'alta Sila. DUBOIS (1966 b) conferma l'esistenza di un'aureola di contatto nelle filladi attorno ai graniti dell'asse Decollatura-Conflenti, costituenti insieme con l'affioramento di Aiello Càlabro un prolungamento di quelli di Catanzaro e di Cicala (fig. 49). Questo allineamento sarebbe parallelo a quello dei marmi ed a quello delle serpentine in seno alle filladi paleozoiche dell'unità di Gimigliano, e quindi sarebbe probabilmente iniettato in una vecchia struttura forse ercinica. DUBOIS (1966 c) vede

nell'unità di Castagna livelli a quarzo riolitico, « argomento supplementare molto serio per affermare l'origine da dinamometamorfismo di un complesso granitico ».

Dubois & Afchain (1966) trovano nella scaglia calcarea di Acri (Sila nord-occidentale), sicuramente mesozoica e probabilmente del Dogger, le prove di una tettonica giurassica nella Sila. Dubois (1966 d) trova invece che la scaglia di Acri è un piccolo lembo della copertura eocenica del massiccio della Sila, pizzicato in un potente sovrascorrimento verso Nord che non può appartenere alla stessa fase dei sovrascorrimenti verso WSW della Sila occidentale. Dubois (1967 a) determina a NE del massiccio silano (M. Pettinascura) l'orientazione rispetto all'attuale arco calabro-siciliano. Ne resterebbe infirmata l'ipotesi di una torsione attorno alla giunzione di Messina, tanto più che sarebbe trasversale rispetto allo stivale italiano anche il passaggio dalle spesse serie mesozoiche dell'Appennino calcareo alle sottili serie d'altofondo del Mesozoico calabrese. Ricoprimenti alpini e strutture erciniche non avrebbero dunque niente in comune: le seconde verrebbero invece risuscitate in epoca postorogena, come dimostrerebbe la direzione della fossa di Catanzaro.

Dubois (1967 c) produce uno schema di successione stratigrafico-tettonica della Calabria, dall'alto in basso come segue:

1) cristallino calabrese (kinzigiti);

Fig. 49 — L'asse granitico Catanzaro-Aiello Càlabro secondo Dubois (1966 b). 1 - alluvioni recenti; 2 - Oligomiocene del bacino di Decollatura; 3 - micrograniti e granofiri di Martirano; 4 - granito biotitico; 5 - unità di Gimigliano (filladi, scisti verdi, calcari cristallini, serpentine); 6 - faglie; 7 - ricoprimenti. In medaglione; A - graniti dell'asse Catanzaro-Aiello; B - formazioni neogeniche e quaternarie del bacino di sprofondamento di Catanzaro e relativo asse. Non rappresentati i lembi mesozoici.

— The granitic Catanzaro-Aiello Calabro axis according to Dubois (1966 b). 1 - Recent alluvium; 2 - Oligocene-Miocene Decollatura basin; 3 - Martirano microgranites and granophyres; 4 - biotite granite; 5 - Gimigliano unit (phyllites, greenschists, crystalline limestones, serpentinites); 6 - faults; 7 - overthrusts. Upper right: A - granites of Catanzaro-Aiello axis; B - Neogene and Pleistocene formations of the sinking Catanzaro Basin and its axis. Mesozoic terrains not represented.

triassiale delle muscoviti dell'aureola di contatto nelle filladi come effetto dell'intrusione granitica.

Dubois (1967 b) trova in seno alle filladi a SW della Calabria centrale una separazione molto netta tra due cicli principali probabilmente separati da un evento tettonico. Da Catanzaro a Martirano un'intercalazione serpentinosa, calcarea e microconglomeratica interromperebbe la continuità litologica della formazione filladica con un allineamento WNW-ESE parallelo all'asse granitico Catanzaro-Aiello Càlabro (fig. 50). Insieme con le pieghe del M. Pettinascura, questo tradirebbe l'orientazione N 125° E delle strutture tardoerciniche, che si ritroverebbero con simile direzione nella Sicilia nordorientale, risultando trasversali

2) sotto un contatto tettonico seguirebbero: *a*) nella parte settentrionale della Catena Costiera calcari a Calpionelle e microbrecce, diabasi nella facies a glaucofane-lawsonite e, sotto un contatto normale più o meno tettonizzato, filladi paleozoiche; *b*) nella parte meridionale della Catena Costiera, filladi; *c*) ad E della valle del Crati, ortogneiss occhiadini esistenti solamente a Sud della Sila e, sotto un altro contatto tettonico, filladi paleozoiche;

3) sotto un nuovo contatto tettonico seguirebbero in finestra le serie appenniniche metamorfiche: unità di Cetraro, formazioni d'Acquaformosa-Lungro, dolomie triassiche di M. Cocuzzo e di Grimaldi.

L'analisi microtettonica dimostrerebbe che la fase tettogenetica e metamorfica maggiore produce

assi orientati SW-NE; pertanto i ricoprimenti non potrebbero aver avuto luogo se non da SE verso NW, per almeno 60 km. Il limite Calabria-Appennini corrisponderebbe ad una sutura tettonica trasversale dove il sistema appenninico scompare « brutalmente » sotto la fronte del sistema calabro-siciliano. Il « fronte africano » passa dunque al Nord della Calabria, dove è arrivato probabilmente fra il Cretaceo superiore ed il Luteziano inferiore.

Dopo questo contributo alla cancellazione dello « hiatus di Sangineto », DUBOIS (1967 d) descrive la successione di Terranova da Sìbari, dove sulle

FIG. 50 — Distribuzione dei graniti, delle dioriti (Palmi) e loro lembi minori in Calabria secondo DUBOIS (1967 b).

— Distribution of granites, diorites (Palmi) and related minor outcrops in Calabria according to DUBOIS (1967 b).

filladi e calcescisti paleozoici seguirebbero pillow-lavas nella facies a glaucofane-lawsonite e sopra a queste calcari a Calpionelle, microbrecce a elementi cristallini e radiolariti. L'associazione mesozoica pillow-lavas, calcari a Calpionelle e radiolariti sarebbe fondamentalmente autoctona ed il metamorfismo a glaucofane risulterebbe di età alpina con direzioni assiali N 30-35° E posteriori al metamorfismo delle filladi, attribuite al Paleozoico.

Da questi fatti, DUBOIS (1967 e) deriva altre « incidenze sulla tettonica calabrese ». Le glaucofaniti di Terranova da Sibari sono confrontabili con quelle di Spezzano Albanese, i calcari a Calpionelle con quelli di Malvito e di Fagnano Castello a pieghe dirette N 40-45° E, e la stessa associazione senza le radiolariti si ritrova nei diabasi e calcari straterellati della Catena Costiera settentrionale. Essa andrebbe interpretata come la copertura normale (= trasgressiva) di una lama di filladi paleozoiche largamente cavalcanti la terminazione meridionale dell'Appennino e corrispondenti al « flysch a quarziti » di CAIRE, GLANGEAUD e GRANDJACQUET (1961) e di BOUSQUET (1961 a). Il limite « brutale » Appennino meridionale-Calabria corrisponderebbe ad una grande sutura tettonica lungo la quale il Cristallino calabrese e la sua copertura mesozoica sarebbero sovrascorsi per almeno 60 km verso NW in concomitanza con un metamorfismo di età alpina, probabilmente fra Cretaceo superiore e Luteziano inferiore.

Questi risultati non sono tuttavia definitivi. DUBOIS (1969 a) nota che la falda delle filladi contiene a Gimigliano l'associazione prasiniti-serpentiniti con facies di scisti verdi a glaucofane, che pertanto risulta di età certamente carbonifera. La serie caratteristica si ritrova verso il Nord in vari punti fino a Guardia Piemontese con direzioni assiali N 75-80° E concordanti con Gimigliano, ed a partire da Terranova da Sìbari con facies a glaucofane-lawsonite. Si ha continuità dell'orizzonte ofiolitico, ed un gradiente del metamorfismo a glaucofane con pressioni crescenti da Sud verso Nord (fig. 51). Si tratterebbe pertanto con certezza dovunque di un metamorfismo di età paleozoica, forse carbonifera. La precedente attribuzione ad età alpina fu un abbaglio dovuto all'ingannatrice disposizione occasionale dei calcari a Calpionelle direttamente sulle ofioliti glaucofaniche. Questo « ha condotto QUITZOW ad interpretare le glaucofaniti come equivalenti delle spiliti metamorfiche di età alpina, e tutti i geologi francesi che hanno lavorato nella regione durante questi ultimi anni hanno perpetuato questa interpretazione malavventurata, talvolta estendendola alle prasiniti di Rose e di Fuscaldo ». All'errore ha contribuito anche il parallelismo locale delle strutture isoclinali alpine e sinmetamorfiche erciniche.

« In questo modo essendo dimostrata l'età paleozoica delle prasiniti a lawsonite-glaucofane della Calabria » DUBOIS (1969 b) « estende fino in Lucania il ricoprimento delle filladi calabresi sull'estremità meridionale del sistema appenninico ». Non vanno però confuse le pillow-lavas spilitiche mesozoiche descritte da BOUSQUET (1961 a) a Sangineto e da SPADEA (1968) a S. Costantino Albanese e prive

di ogni trasformazione metamorfica, con quelle a lawsonite-glaucofane « conosciute nel loro contesto ercinico abituale a Diamante, Scalea, Mormanno, S. Nicola Arcella, Episcopìa, S. Severino Lucano. Il materiale epizonale alloctono dei territori calabro lucani è dunque il prolungamento naturale della falda delle filladi calabresi che riposa sulle finestre appenniniche della Calabria centrale » e che fra Grimaldi ed Episcopìa rappresenta una distanza di 100 km. Non è spiegata la reciproca distribuzione delle spiliti mesozoiche e delle glaucofaniti erciniche, e nemmeno quella delle filladi paleozoiche e degli sotto il cristallino e bisognerebbe ammettere che i graniti carboniferi datati non attraversano mai la serie di Gimigliano ma solo gli scisti ad essa sovrapposti.

Rimarrebbe a sapere se gli scisti epimetamorfici alla base della serie ofiolitico-carbonatica sono realmente paleozoici (fig. 52), nel qual caso rappresenterebbero la base di una falda sopra le finestre dolomitiche della Catena Costiera, oppure sono in serie fra il Trias carbonatico appenninico e la successione ofiolitico-carbonatica metamorfica, nel qual caso non sarebbero fondamentalmente alloctoni in

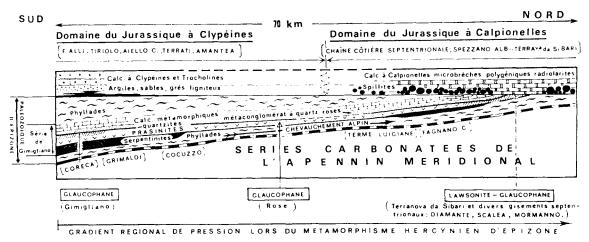



FIG. 51 — Schema strutturale della Calabria in una sezione NS semplificata, lungo il suo fianco occidentale, secondo DUBOIS (1969 a).

— Structural scheme of Calabria in a simplified NS section along its western flank according to DUBOIS (1969 a).

argilloscisti infracretacei della Formazione del Frido già ben descritta da VEZZANI (1968 e).

Nello stesso anno DUBOIS (1969 c) ricorda di aver considerato paleozoico il metamorfismo a glaucofane in Calabria per due ragioni: 1) perché l'età paleozoica della serie di Gimigliano era ammessa da tutti gli autori, e da lui stesso varie volte affermata; 2) perché non si poteva seguire QUITZOW quando affermava che le glaucofaniti a lawsonite passano lateralmente alle spiliti non metamorfiche. « Tuttavia, è proprio questo il caso e lo schema costitutivo della Calabria è dunque in parte falso ».

Infatti a Malvito le ofioliti abbondantemente lawsonitiche sono cementate e sormontate da una serie carbonatica equivalente a quella giurassica di Terranova da Sìbari, e le stesse ofioliti e la stessa successione litostratigrafica si ritrovano più o meno scistose a Fagnano Castello, Mongrassano, Fuscaldo, Rose, Gimigliano, Acquappesa ecc. Ma allora Gimigliano, M. Reventino, Rose, Fuscaldo ecc. dovrebbero essere finestre giurassiche metamorfiche Calabria ma lo diventerebbero in Lucania dove il « flysch a quarziti » si sovrappone al Terziario (alternativa che non ha ragione di essere per SCANDONE, 1970, che alla base degli orizzonti ofiolitico-carbonatici distingue filladi paleozoiche a Guardia Piemontese e « flysch a quarziti » a Sangineto). La

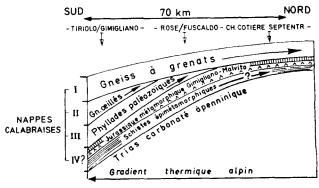



FIG. 52 — Le falde del Cristallino calabrese sovrascorse sull'Appennino meridionale secondo DUBOIS (1969 c).

— Calabrese Crystalline nappes overriden on South Apennine according to DUBOIS (1969 c).

conclusione di DUBOIS è che le radici delle falde cristalline vanno ubicate a Sud della Calabria centrale, poiché: 1) la falda dei gneiss occhiadini si chiude verso Nord fra le filladi e i gneiss granatiferi; 2) le pieghe isoclinali alpine sono dirette EW e la scistosità si accentua dalle spiliti a Nord verso le prasiniti a Sud; 3) il gradiente termico alpino è positivo verso Sud. La sutura calabro-appenninica corrisponderebbe pertanto ad un potente trasporto longitudinale del Cristallino calabrese sull'Appennino meridionale come già supposto da GLANGEAUD (1952), e la relativa origine andrebbe cercata verso la fossa di Catanzaro, cancellando lo « hiatus di Sangineto » di cui DUBOIS (1969 c) redige in tal modo l'atto di morte, quasi nove anni dopo che CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961) ne avevano steso l'atto di nascita.

DUBOIS (1970) fa il punto sull'evoluzione del proprio pensiero con un'esposizione a carattere di sintesi già riassunta addietro nel capitolo sul « fronte africano », concludendo col rifiuto di un arco calabro-siciliano a favore di una struttura diretta E-W con radici nella Calabria meridionale e con doppia vergenza rispettivamente verso N nella Calabria centrale e verso S nei Peloritani. Per quanto riguarda il Complesso Liguride del presente lavoro vengono distinti: 1) gli « *schistes pseudolustrés* » ritenuti sottostanti alle dolomie, carniole e gessi della zona Cetraro-Acquappesa; 2) il *Giurassico metamorfico* dato dal « flysch a quarziti » alloctono nella Calabria settentrionale ma forse in serie sulle dolomie triassiche della Calabria centrale e pertanto giurassico, con le sovrastanti *diabasi-porfiriti, prasiniti* e *serpentine*, con gli ancora sovrastanti *scisti policromi* e *metaconglomerati a quarzo rosa* cui seguono i *calcari e microbrecce a Calpionelle* e le *radiolariti;* 3) l'*unità filladica*, o falda calabrese inferiore, sovrapposta tettonicamente sulla serie precedente e di età paleozoica. L'autore ammette tuttavia che la distinzione dei termini scistosi delle tre unità è incerta.

FIG. 53 — L'ossatura cristallina premesozoica dell'arco calabro-siciliano secondo DUBOIS (1971 a). 1 - Lias di Longobucco; 2 - graniti carboniferi e simili; 3 - copertura di filladi e metamorfiti erciniche; 4 - banda di anatessiti a cordierite; 5 - kinzigiti (ed equivalenti nell'Aspromonte e Peloritani); 6 - zona di affioramenti granulitici.

— Crystalline pre-Mesozoic framework of the Calabrese-Sicilian arc according to DUBOIS (1971 a). 1 - Longobucco Liassic terrains; 2 - Carboniferous granite and alike rocks; 3 - Hercynian phyllitic and metamorphitic cover; 4 - cordierite anatexites zone; 5 - kinzigites (and equivalent rocks of Aspromonte and Peloritani); 6 - granulite outcrops area.

In ulteriori pubblicazioni DUBOIS (1971 a) si occupa delle filladi del lato convesso di quello che alla fin fine comincia ad apparire come un arco calabro-siciliano (fig. 53), senza riprendere le formazioni paleozoiche e mesozoiche sovrascorse da parte della cristallina « falda della Sila », mentre DUBOIS & TRUILLET (1971) si occupano dei Peloritani dove in base all'esperienza calabrese vedono strutture erciniche coricate verso Sud, risultanti nella sovrapposizione parziale dei gneiss sulle filladi. Infine DUBOIS (1971 b) si occupa dell'infrastruttura gneissica preercinica dell'ormai familiare arco calabro-siciliano, avvolto dalla copertura delle filladi erciniche della costa jonica.

Il contenuto delle pubblicazioni di DUBOIS è stato esposto alquanto estesamente sia perché si tratta dell'autore che vanta il maggior numero di titoli bibliografici sulla Calabria (v. anche BOUSQUET & DUBOIS, 1967, e BORSI & DUBOIS, 1968, riassunti altrove), sia per l'opportunità di confrontare una metodologia di ricerca e di documentazione con i relativi risultati.

Interventi di SCANDONE

Nel filone metodologico degli autori francesi si colloca anche SCANDONE (1971), rifiutando bensì l'estesa coltre di filladi paleozoiche che sarebbero erroneamente identificate col flysch a quarziti da DUBOIS (1969 b) in quanto « viceversa evidente » l'identità di questo col « flysch nero » del Cilento e Lucania e con la parte alta del flysch galestrino del Lagonegrese, ma tuttavia « per la prima volta rinvenendo nella Catena Costiera terreni mesozoici sicuramente appartenenti alla falda delle filladi paleozoiche », della quale scoperta viene defraudato

dalla priorità di DUBOIS (1969 c). Si tratta sempre di terreni del Complesso Liguride secondo il presente lavoro. Ancor più da vicino interessa la circostanza che successioni del tipo calcari a Calpionelle-radiolariti sarebbero trasgressive a Guardia Piemontese sulle filladi paleozoiche, che verrebbero pertanto a costituire il basamento antico delle coltri « liguridi ». A Belvedere e nella valle dell'Ésaro l'unità dei diabasi-porfiriti e dei calcari a Calpionelle poggerebbe invece in contatto tettonico sul « flysch a quarziti ». Non viene fatto alcun cenno dei criteri di identificazione di un contatto trasgressivo nelle condizioni di metamorfismo e di tettonizzazione della Catena Costiera.

Metodologicamente analogo, ma estraneo ai terreni liguridi è il lavoro di BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971), discusso più avanti a proposito della Falda di Galati. Infine, il recentissimo lavoro di DIETRICH & SCANDONE (1972) fornisce in otto paginette su un totale di dodici tutta la situazione ed anche un po' la storia di circa quindici unità tettoniche in parte nuove per la scienza, estese da Potenza a Catanzaro per una diecina di fogli della Carta d'Italia al 100.000. Manca tuttavia il conforto dell'ubicazione delle varie unità in una cartina geologica almeno schematica, di una loro delimitazione almeno approssimativa, di contributi stratigrafici che non siano ridotti ad una tabella riassuntiva ed al solito schema (fig. 54), di affermazioni se non documentate almeno motivate nello stesso od in precedenti lavori, a parte l'unico che riunisca una documentazione stratigrafica di una certa consistenza (SCANDONE, 1968) anche se contraddetta dalle relative conclusioni. Le quindici unità sono dal basso all'alto Zona delle Murge, Bacino del Molise, Piattaforma di M. Alpi, Unità I di Lagonegro, Unità II di Lagonegro, Unità di Timpone Pallone, Unità di Campotenese-Pollino, Unità di Verbicaro, Unità del Frido, Unità Ofiolitica I, Unità Ofiolitica II, Unità radiolaritico-filladica del F. Bagni, Formazione diorito-kinzigitica, Unità del Flysch del Cilento, Unità delle Argille Varicolori. Nove di queste unità contengono rocce basiche ed ultrabasiche e costituiscono lo scopo della pubblicazione che vuol essere « un lavoro di riordinamento primario rispetto ad ogni altra specifica analisi ». Più chiaramente, una sintesi precedente all'analisi, nel che bisogna pur riconoscere una precisa e coerentemente praticata filosofia. Non è tuttavia possibile impostare una discussione critica su queste basi di vuoto metodologico, nemmeno per obbligo morale « ex cathedra ».

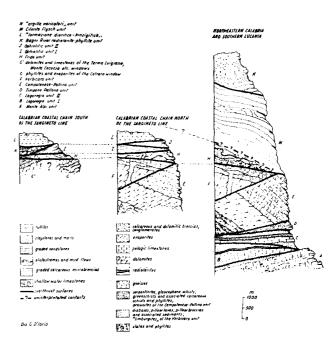



FIG. 54 — Schema delle relazioni strutturali tra le varie unità dell'Appennino Calabro-Lucano secondo DIETRICH & SCANDONE (1972).

— Scheme of structural relationships among the tectonic units of Calabrese-Lucanian Apennines according to DIETRICH & SCANDONE (1972).

Contributi dei petrografi di Bari

PICARRETA & ZIRPOLI (1969 a; 1969 b) riportano per la zona di M. Reventino a SE di Conflenti (fig. 55) una successione dal basso all'alto di quarziti a basso grado metamorfico con calcari cristallini (Gruppo I), filladi quarzifere con scisti a cloritoide (Gruppo II), scisti verdi ad epidoto-clorite-anfibolo e pirosseno relitto derivati da tufiti, e serpentine, con buona caratterizzazione petrografica. Poiché nella presente sede questi dati vanno valutati in rapporto ad un tentativo di sintesi strutturale, è da rilevare che dai due lavori non risulta in quali rapporti di giacitura stiano le quarziti e le filladi quarzifere, la cui asserita differenza di grado metamorfico sembra solo apparente e dovuta alla differenza di composizione. Nel secondo lavoro sembra di capire che le « pietre verdi » stiano all'apice di tutto il « complesso filladico », che pertanto dovrebbe rientrare per intero nel Complesso Liguride del presente lavoro. Infatti i terreni del Complesso Calabride sono certamente sovrascorsi, per generale accordo degli autori, e quindi non possono sottostare alle ofioliti mesozoiche se non limitatamente a qualche scaglia in esse implicata.

PICARRETA & ZIRPOLI (1970) estendono le osservazioni da M. Reventino verso W e ricostruiscono una successione dal basso in alto di filladi quarzifere, metarcosi conglomeratiche, pietre verdi, quar-

ziti e argilloscisti filladici. Dal punto di vista petrografico descrivono: *a*) nella *formazione filladica* dei termini di filladi quarzifere, filladi cloritiche, filladi carbonatiche, calcari cristallini, scisti a cloritoide in parte corrispondenti al gruppo II di M. Reventino; *b*) nella *formazione conglomeratica*, corrispondente agli « scisti bianchi » di CORTESE (1895), dei termini di metaconglomerati, metarcosi conglomeratiche, paragneiss minuti, quarziti feldispatiche; *c*) nelle *pietre verdi* dei termini di scisti verdi listati a bande quarzoso-feldispatiche ed epidotico-cloritiche e talora ad anfibolo con pirosseno relitto derivati da probabili tufiti (fig. 56), di scisti glaucofanici derivati da rocce basiche o da tufiti o da grovacche, di serpentine, di quarziti cloritiche e di calcari cristallini; nelle *quarziti ed argilloscisti filladici* i termini corrispondenti, molto simili al gruppo I di M. Reventino. La formazione filladica più profonda mostra nette differenze rispetto alle quarziti ed argilloscisti filladici, e farebbe ritenere probabile un'impronta metamorfica precedente all'orogenesi alpina, cui andrebbe invece riferito il metamorfismo delle pietre verdi e delle quarziti ed argilloscisti filladici.

Dal punto di vista critico, per il fatto stesso che gli autori collocano al di sotto delle « pietre verdi » le metarcosi conglomeratiche (« scisti bianchi ») che invece tutte le altre risultanze della letteratura e delle carte geologiche mostrano immediatamente al di sotto della « formazione kinzigitica » (v. Complesso Calabride), torna possibile ritenere che anche eventuali filladi a metamorfismo « prealpino » debbano in realtà stare a livelli più elevati che non le

FIG. 55 — Cartina della zona di M. Reventino secondo PICARRETA & ZIRPOLI (1969 a). 1 - frane e detriti; 2 - « serpentine »; 3 scisti verdi; 4 - quarziti con intercalazioni carbonatiche; 5 - filladi quarzifere; 6 - scisti a cloritoide; 7 - granodioriti e quarzodioriti; 8 - gneiss occhiadini cataclastici; 9 - scisti contatto-metamorfici; 10 - faglie.

— Schematic map of Mt. Reventino area according to PICARRETA & ZIRPOLI (1969 a). 1 - slides and detrital covers; 2 - « serpentines »; 3 - greenschists; 4 - quartzites with carbonate intercalations; 5 - quartz-phyllites; 6 - chloritoid schists; 7 - granodiorites and quartz-diorites; 8 - cataclastic augengneisses; 9 - contact-metamorphic schists; 10 - faults.

FIG. 56 — Diagramma al-alc scoendo NIGGLI et al., di quattro campioni di scisti verdi listati presso Falerna, da PICARRETA & ZIRPOLI (1970).

— Al-alc diagram according to NIGGLI et al., of four greenstone probes collected near Falerna, from PICARRETA & ZIRPOLI (1970).

« pietre verdi », rientrando anch'esse pertanto nel Complesso Calabride del presente lavoro.

COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970) descrivono i rapporti fra « scisti bianchi » e filladi nella zona di Tiriolo, che giudicano a contatto normale con passaggi graduali, senza escludere locali tettonizzazioni e scollamenti. Nella *formazione filladica* descrivono filladi pieghettate a lenti di quarzo, filladi micascistose quarzifere a carbonati, cloritoide e minerali di ferro; i carbonati di questo termine sono « in cristalli di forma più o meno precisa, fortemente cribrosi, impregnati da sostanze ferruginose rosso brune » e corrispondono all'ankerite dei marnoscisti del Frido descritti in OGNIBEN (1969). Segue al di sopra la *formazione degli « scisti bianchi »*, in cui gli autori vedono metarcosi conglo-

meratiche e metaconglomerati documentatamente identificati e descritti, e al di sopra ancora seguono *quarziti, quarziti anagenitiche e calcari giallastri* scarsamente cristallini, in una successione riportata con evidenze poco persuasive. Altrettanto dicasi per i « termini di transizione scisti bianchi-calcari e scisti bianchi-pietre verdi » che andrebbero meglio qualificati, perché la regione è tale da giustificare piuttosto transizioni di origine tettonica che non passaggi sedimentari ancora riconoscibili come tali. Altrettanto dicasi per l'età permocarbonifera attribuita al gruppo filladi-scisti bianchi e per l'asserita maggiore regolarità ed uniformità della sedimentazione permocarbonifera là dove non compaiono gli scisti bianchi. Metodologicamente è dubbia l'opportunità di voler interpretare la complessa struttura tettonica della regione già al momento dei primi passi nel cuore di essa, dove metamorfismo e tettonizzazione cancellano ogni certezza di passaggio stratigrafico. Il lavoro di COLONNA e ZANETTIN LORENZONI desta le ire di DUBOIS (1970), che appaiono ingiustificate per quanto riguarda l'identificazione dei ben descritti termini petrografici, e più comprensibili invece dal lato geologico che vede un primo contributo petrografico sbilanciarsi in premature illazioni cronologiche e paleogeografiche.

COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1972) descrivono il passaggio tra filladi e pietre verdi, per lo più attraverso livelli di calcari ad anageniti e scisti policromi, in vari affioramenti della zona di Gimigliano (fig. 57), giungendo alla conclusione che filladi, « scisti bianchi », calcari con anageniti e scisti policromi, ed infine le pietre verdi rappresentano un'unica e continua successione sedimentaria più o meno in quest'ordine dal basso in alto e contenuta in una stessa unità tettonica. I contatti fra i vari livelli litostratigrafici vengono descritti come regolarmente caratterizzati da termini di transizione o da alternanze sedimentarie, spesso complicate ma di cui viene espressamente esclusa la possibilità che si tratti di zone di mescolanza tettonica precristallina. All'autore del presente lavoro sembra invece probabile che debbano esserci zone di mescolanza tettonica anche tra livelli appartenenti alla stessa formazione, in condizioni di estrema tettonizzazione quali sono ben visibili ad esempio nella zona del confine calabro-lucano (OGNIBEN, 1969), dove le sollecitazioni tettoniche non dovrebbero essere state più severe che a Gimigliano.

Interessante la segnalazione della concentrazione del cloritoide nelle filladi, quarziti ed anageniti prossime ai livelli carbonatici, e della pirite sedimentogena in questi stessi livelli specialmente verso il contatto con gli « scisti bianchi » (nel presente lavoro ritenuti tettonicamente sovrapposti). Interessante anche la segnalazione di argilloscisti e di grovacche arcosiche fra le filladi, in accordo con la loro derivazione poco metamorfica da sedimenti probabilmente mesozoici. Opportuna e sicuramente esatta la distinzione delle filladi di origine mesozoica di Gimigliano da quelle associate con graniti ercinici nelle zone di Catanzaro, Cicala, Tiriolo, litologicamente diverse ed associate col Mesozoico trasgressivo della Falda di Galati e pertanto erciniche.

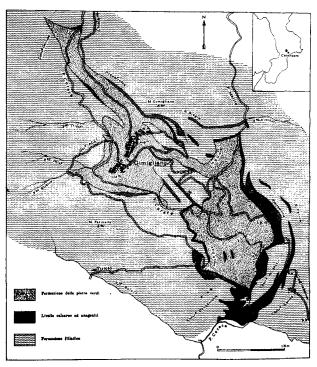



FIG. 57 — Cartina della zona di Gimigliano secondo COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1972).

— Schematic map of the Gimigliano area according to COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1972).

Probabilmente non esatta sembra l'associazione degli « scisti bianchi » con le filladi tra il Corace ed il Fosso Patìa dove gli scisti bianchi farebbero passaggio alle pietre verdi con « una fascia potente alcuni metri formata da termini di transizione scisti bianchi-pietre verdi associati ad abbondanti quarziti a muscovite detritica ed a piccole lenti di calcari », quando da tutti gli autori risulta invece che gli « scisti bianchi » formano una grande unità direttamente sottostante per larghissima estensione al Cristallino della Sila Grande (= Falda dell'Aspromonte). Di conseguenza inesatta diverrebbe l'osservazione sull'ambiente di sedimentazione fra con-

tinentale ed epicontinentale della formazione filladica in quanto comprensiva delle metarcosi, evolvente in « ambiente più marino » col livello calcareo ad anageniti, ed in « un ambiente di sedimentazione relativamente costante nel tempo e con ogni probabilità marino » con le pietre verdi (serpentine comprese). Di conseguenza problematiche risultano anche le considerazioni sul « problema dell'età della serie studiata ». La segnalazione di microfaune ladino-carniche in appendice al lavoro merita conferma ben documentata, dato che in base al quadro generale del Complesso Liguride ci si attenderebbe piuttosto dei livelli vicini al limite Giura-Cretaceo. Opportuna infine l'osservazione che « se si esamina globalmente tutta la serie, si percepisce la sua irregolarità complessiva » se si pensa che sopra di essa sono probabilmente sovrascorse le falde di Longi, di Galati, di Castagna e dell'Aspromonte.

PICARRETA (1972) osserva che presso Falerna le rocce a lawsonite affiorano « in una zona che separa affioramenti di rocce ricche di epidoti e anfiboli sodici (a ovest) da affioramenti di rocce ricche di epidoti e di tremolite-attinoto e con quantità più o meno sensibili di pumpellyite (a est) ». Con questo l'autore mette in evidenza un accenno di gradiente metamorfico E-W.

Lo studio di HOFFMANN (1969; 1970)

L'autore esamina il metamorfismo delle rocce liguridi tra Viggianello e Paola (fig. 58), mettendo in rilievo la confusione concettuale dei termini « argille scagliose » e « flysch a quarziti » usati per quelle che petrograficamente sono filladi, accompagnate da metabasalti in un complesso « uniforme e geologicamente continuo che prosegue oltre i limiti dell'area esaminata ».

I metabasalti derivano da originari alcalibasalti, con relitti di clinopirosseni e pseudomorfosi di fenocristalli plagioclasici, con relitti di strutture amigdaloidi e ofitiche, che denotano un materiale di partenza relativamente unitario per facies metamorfiche differenti. Nella parte N dell'area esaminata, all'incirca fra Viggianello e Sangineto, i metabasalti compaiono come: 1) *rocce a glaucofane* ascrivibili ad una subfacies a lawsonite-albite-glaucofane, in masse arrotondate od elissoidiche incluse nella roccia incassante, da considerarsi come prodotti di un « metamorfismo di sprofondamento », ossia di puro carico in una fase ancora geosinclinalica dell'Appennino meridionale; 2) *rocce a clorite-pumpellyite* od a clorite, da interpretare come un'imprecisabile facies zeolitica limitata alla periferia delle masse precedenti come orlo di reazione delle metastabili glaucofaniti verso la roccia incassante; 3) *rocce a lawsonite e/o epidoto* ascrivibili ad una subfacies a lawsonite-albite-clorite di carattere intermedio tra la facies di scisti verdi e quella a glaucofane, derivate dalle rocce a glaucofane per sovrimpressione di una successiva fase dinamometamorfica all'inizio del trasporto a falde. Le rocce incassanti sono *filladi, quarziti e calcescisti*, con quarzo, albite, muscovite, clorite e calcite, con occasionale lawsonite e con « relitti strutturali di un precedente stato cristallino delle filladi, in parte pseudomorfosi da lawsonite » che permetterebbero di attribuirle ad una facies di passaggio analoga alle rocce a lawsonite e/o epidoto. Le rocce di questa area settentrionale appaiono pertanto aver subito dapprima un metamorfismo per subsidenza visibile nelle paragenesi ad albite-lawsonite-glaucofane; un successivo aumento della pressione di ossigeno e probabilmente anche della temperatura avrebbe

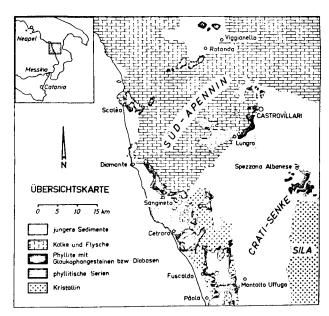



FIG. 58 — Carta d'insieme della Calabria settentrionale secondo HOFFMANN (1970).

— Ensemble map of northern Calabria according to HOFFMANN (1970).

portato ad una subfacies a lawsonite-albite-clorite più prossima agli scisti verdi, ma solamente in zone di movimento differenziale e laminazione, ossia nelle rocce filladiche ed in pochi metabasalti in esse intercalati con giaciture stratoidi. Le masse metabasaltiche tondeggianti od elissoidiche non offrirono appigli a movimenti interni differenziali e conservarono la facies a glaucofane, quali esotici dal punto di vista sia tettonico che della facies.

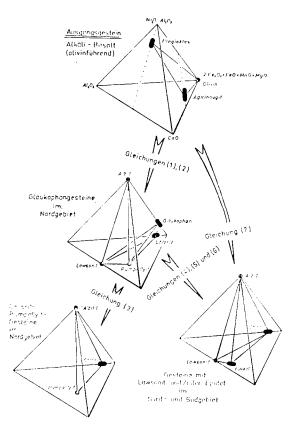



FIG. 59 — Sviluppo delle paragenesi delle rocce calabresi, rappresentato mediante tetraedri delle concentrazioni secondo HOFFMANN (1970). I numeri delle equazioni (Gleichung) si riferiscono alla tabella 7 (v. HOFFMANN, 1970).

— Paragenesis development in Calabrese rocks, represented by means of concentration tetrahedrons, according to HOFFMANN (1970). Equation (Gleichung) numbers are referred to table 7, for which see HOFFMANN (1970).

Nella parte S dell'area esaminata, all'incirca fra Sangineto e Fuscaldo, i metabasalti sono in masse stratoidi più o meno potenti di grande continuità, verdi o rosse per epidotizzazione o saussuritizzazione, spesso tettonizzate, con struttura porfirica relitta (porfiriti diabasiche di QUITZOW, 1935 a), date essenzialmente da epidoto, albite, clorite, in parte con lawsonite, in singoli casi con crossite, e vanno ascritte ad una subfacies a lawsonite-albite-clorite di carattere intermedio fra la facies di scisti verdi e quella a glaucofane. A differenza delle rocce 3) della stessa subfacies della parte settentrionale, esse non mostrano relitti di una precedente facies glaucofanica e sono pertanto da considerare « direttamente derivate dagli alcalibasalti » (fig. 59) non essendo dimostrabile un metamorfismo polifase. Anche le rocce incassanti dell'area meridionale (filladi, calcescisti e quarziti) « non mostrano mai relitti di una fase metamorfica precedente » e risultano ascrivibili alla stessa subfacies delle rocce verdi associate, che è anche quella delle filladi dell'area settentrionale. « Evidentemente le rocce dell'area meridionale non hanno subito un metamorfismo di carico, cosicché diabasi e filladi sono stati coinvolti ad un tempo nell'aumento di temperatura e nel movimento differenziale e trasformati sia tettonicamente che facialmente ».

Il chimismo delle rocce glaucofaniche non mostra apporto sodico, altrove riferito a massicci ultrabasici mentre « rocce ultrabasiche mancano nelle vicinanze delle rocce glaucofaniche della Calabria, cosicché sono da escludere influenze metasomatiche ».

Sulla base di dati sperimentali su giadeite, pumpellyite, lawsonite ed aragonite si può ricostruire per le rocce della subfacies ad albite-lawsonite-glaucofane un quadro di temperature sui 300° e pressioni sui 6-7 kilobar, e per le rocce della sub-facies a lawsonite-albite-clorite temperature sui 400° e pressioni sui 6 kilobar (fig. 60, da cui risultano plausibili per quest'ultimo dato anche 7 kilobar).

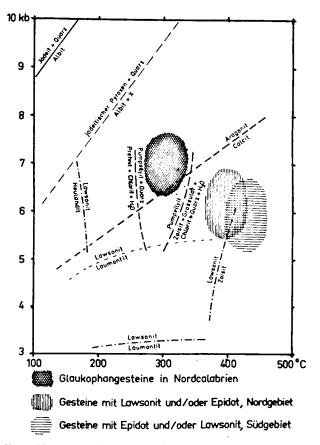



FIG. 60 — Condizioni fisiche della metamorfosi delle orto-metabasiti calabresi secondo HOFFMANN (1970). Area nord fino a Diamante-Spezzano Albanese, area Sud da Sangineto a Paola.

— Physical metamorphism conditions of calabrese ortho-metabasites according to HOFFMANN (1970). North area down to Diamante-Spezzano Albanese, South area between Sangineto and Paola.

Concludendo, per le rocce glaucofaniche risulterebbe un metamorfismo di carico a profondità molto superiori a quanto si può dedurre dalle osservazioni geologiche sul terreno, dove non si osservano complessi di grande potenza, ed una successiva fase di filladizzazione e movimento differenziale avrebbe prodotto rocce di facies simile a quella degli scisti verdi (a lawsonite e/o epidoto). La successione di facies sarebbe temporale e non spaziale nella zona Nord mentre nella zona Sud (Sangineto-Fuscaldo) sarebbe petrograficamente dimostrabile solo la seconda fase. La geosinclinale dovrebbe quindi esser stata meno profonda nella zona Sud.

Stando ai dati di grande valore offerti dall'autore, appaiono problematiche due delle sue stesse conclusioni e cioè: A) che la differenza nel chimismo non basti a spiegare la differenza di facies tra le rocce glaucofaniche e le filladi, tanto più che egli stesso esclude apporti metasomatici sodici; B) che le rocce a lawsonite e/o epidoto della zona meridionale a differenza di quelle della zona Nord non debbano avere subito metamorfismo di carico. Siccome si ha buona evidenza di un molto maggior sovrascorrimento di falde nella zona Sud, e pertanto di un molto più accentuato passaggio a condizioni di maggior temperatura e di movimento differenziale secondo l'ipotesi dell'autore stesso, ciò rende ben plausibile la scomparsa di relitti delle facies a glaucofane. Non si vede nemmeno in qual modo le attuali « misure gravimetriche facciano apparire molto piatta la geosinclinale calabrese » del Cretaceo-Eocene, ed ancor meno profonda nella zona Sud che nella zona Nord.

Contributi dei petrografi di Amsterdam

De Roever W.P. et al. (1967) segnalano negli argilloscisti liguridi a S. Nicola Arcella, a Scalea e verso Mormanno vene a quarzo-calcite-ferrocarfolite, la quale ultima potrebbe rappresentare un equivalente di basso grado del cloritoide in una parte della facies di scisti a glaucofane.

De Roever E.W.F. (1970) riporta metabasiti a pumpellyite cromica presso Fuscaldo ed a pumpellyite-lawsonite-glaucofane presso Scalea, riferendole ad originari alcalibasalti d'accordo con Hoffmann (1969). Beunk (1971, in De Roever & Beunk, 1971) studia le rocce verdi tra Scalea, Mormanno e S. Nicola Arcella, trovandovi i termini più tipici della subfacies a glaucofane-lawsonite, con pirosseni sodici all'80% di giadeite associati con quarzo, nonché aragonite e ferrocarfolite.

De Roever & Beunk (1971) prendono in esame vene a ferrocarfolite nelle filladi a NW di Sangineto, osservando che la ferrocarfolite è « uno dei più importanti costituenti delle sabbie e ghiaie litoranee a W di Sangineto ». Le filladi sono qui associate con metabasiti della subfacies a lawsonite-albite, senza glaucofane. Più a S le metabasiti di Fuscaldo appartengono ancora alla subfacies a lawsonite-albite ma nelle filladi associate non si ritrova più ferrocarfolite, il che denota « probabilmente una leggera differenza di metamorfismo tra Fuscaldo e Sangineto (temperature alquanto maggiori e pressioni inferiori secondo Dubois, 1969 b) ». Le metabasiti di M. Reventino sono invece rappresentate da scisti ad epidoto-attinolite e nella zona si è osservato cloritoide e non ferrocarfolite. Gli autori concludono che la ferrocarfolite può formarsi nelle condizioni della subfacies a glaucofane-lawsonite ed anche in parte di quella a lawsonite-albite, mentre un grado metamorfico poco maggiore favorisce la formazione di cloritoide.

De Roever E. W. F. (1972) studia la zona di Fuscaldo con un lavoro prezioso dal punto di vista petrografico per la conoscenza del Complesso Liguride di tutta la Calabria settentrionale, ma accompagnato da conclusioni geologiche a raggio mediterraneo che non trovano sostegno sufficiente nella conoscenza della sola area di Fuscaldo. Egli riconosce nella zona considerata una successione dal basso in alto (fig. 61) di: *metabasiti di Fuscaldo* (metaporfiriti, metagabbri, metadiabasi, metaialoclastiti, scisti tremolitico-cloritici da serpentine) correlabili con le rocce verdi di Terme Luigiane, Acquappesa, Malvito, Fagnano Castello, S. Agata d'Ésaro, Sangineto, Belvedere, Laise, Diamante, Scalea, Montagna, Mormanno, Fontana Tavolara verso N, e Terranova da Sìbari, Rose, Martirano, Falerna, M. Reventino, Gimigliano verso E e verso S, potenti attorno a 300 m e corrispondenti ad originari tipi alcalibasaltici; *filladi e marmi di Rota Greca* corrispondenti ai calcari a Calpionelle, in straterelli di 5-25 cm intercalati a filladi, a quarziti filladiche od a metaconglomerati, intensamente ricristallizzati pur rimanendo ben riconoscibile la loro origine da limi calcarei terrigeni, in successione primaria sopra le metabasiti per potenze oltre 150 m; *filloniti ed ortogneiss di Vaccarizzo* corrispondenti agli « scisti bianchi » di Cortese (1895) e derivati da rocce riolitico-dacitiche (specialmente le filloniti occhiadine) e da graniti (gli ortogneiss) di età ercinica e metamorfismo alpino, il tutto con potenze fino a qualche centinaio di m; *gneiss granatiferi di Guardia Piemontese* dati da

kinzigiti (più biotitiche) e stronaliti (più granatifere) con orneblenditi, gneiss orneblendici e graniti, e con miloniti, ultramiloniti e pseudotachiliti

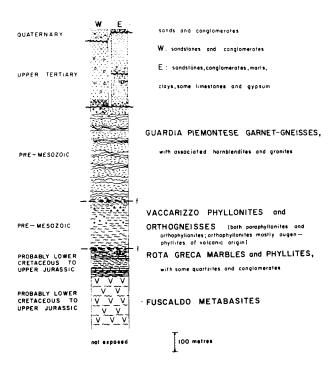



FIG. 61 — Colonna tettonostratigrafica schematica dell'area di Fuscaldo secondo DE ROEVER E. W. F. (1972).

— Schematic tectonostratigraphic column of the Fuscaldo area according to DE ROEVER E. W. F. (1972).

milonitiche specialmente alla base del complesso, la quale rappresenta il livello di scorrimento di età alpina; le facies sono di anfibolite a cordierite e di granulite; le potenze nella Catena Costiera vanno fino a 1 km e più; *depositi alto terziari e quaternari* che iniziano con conglomerati ad elementi della sola unità dei gneiss granatiferi (= Molassa a Clipeastri del presente lavoro) e terminano nei conglomerati quaternari contenenti invece tutti i tipi di rocce presenti nella Catena Costiera.

Nel quadro regionale nordcalabrese l'autore non accetta la distinzione di OGNIBEN (1969) fra le ofioliti in giacitura primaria nei livelli infracretacei della Formazione del Frido e quelle in giacitura secondaria a vari livelli, ritenendo puramente tettonica per quanto riguarda le ofioliti la successione stratigrafica (v. addietro fig. 35) di OGNIBEN (1969) (per maggior chiarezza, l'autore intende dire che tutte le ofioliti della Formazione del Frido si sono inserite nelle rocce incassanti nella stessa fase, senza distinguere tra una fase infracretacea primaria ed una fase terziaria di ricoprimento alpino, come invece secondo OGNIBEN, 1969). Inoltre l'autore si avventura in una mal fondata discussione stratigrafica in cui assumendo la parziale contemporaneità della Formazione del Frido e dei Calcari a Calpionelle conclude per l'impossibilità che queste formazioni possano essere state in successione stratigrafica; affermando inoltre senza alcun dato che le filladi sottostanti alle metabasiti delle Terme Luigiane sono neocomiano-albiane ne deduce che Frido e Calcari a Calpionelle non possono appartenere alla stessa unità tettonica. Ne conseguirebbe che metabasiti e calcari a Calpionelle possono essere assegnati al Complesso Liguride mentre la Formazione del Frido e probabilmente quelle del Saraceno e di Albidona debbono esser attribuite a qualche altro complesso litostratigrafico (con tanti saluti anche agli Scisti a Palombini, ai Flysch ad Helmintoidi, alle Arenarie del Gòttero ecc. che vengono in questo modo espulse dalla serie ofiolitifera e non possono più pretendere ad originarie associazioni stratigrafiche con le rocce verdi, i diaspri ed i Calcari a Calpionelle).

Più utilmente ritornando alle osservazioni petrografiche nell'area di Fuscaldo, l'autore distingue tre fasi di deformazione mesoscopicamente rile-

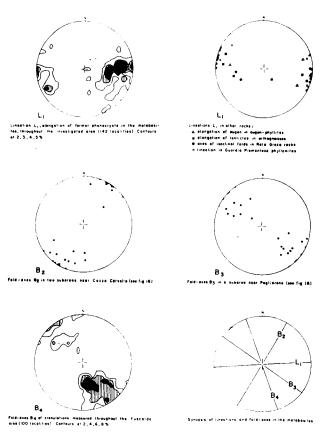



FIG. 62 — Lineazioni ed assi di pieghe nella zona di Fuscaldo secondo DE ROEVER E. W. F. (1972). Proiezioni equiareali nell'emisfero inferiore.

— Lineations and fold-axes in the Fuscaldo area according to DE ROEVER E. W. F. (1972). Equal area proiections on the lower hemisphere.

vabili, di cui la prima (L 1) orientata W-E, la seconda (B 2) orientata NE-SW, la terza e la quarta (B 3 e B 4) orientate NW-SE (in realtà la fase L 1 appare orientata W-E nelle metabasiti e WNW-ESE nelle filladi liguridi di Rota Greca, negli « scisti bianchi » e nei gneiss granatiferi, cosicché si dovrebbe concludere per una prevalente orientazione WNW-ESE anche della fase L 1, e per una prevalente orientazione generale NW-SE delle lineazioni, come appare chiaro dalla fig. 62). Ne deriverebbe per la zona di Fuscaldo una direzione di ricoprimento NS o SN secondo l'autore (in realtà più probabilmente NE-SW o SW-NE, come si è visto sopra).

Nella stessa zona la morfogenesi mostra il sollevamento postorogeno della Catena Costiera, ad horst con faglie dirette NS particolarmente evidenti sul versante orientale e visibili anche a N di Fuscaldo sul versante occidentale, dove i sedimenti terziari pendono circa 35° W mentre sono suborizzontali nella parte centrale della catena. Anche i sedimenti pleistocenici delle terrazze costiere pendono 5°-10° W, e solo i depositi recenti sono orizzontali. Faglie più tardive sono dirette E-W.

Segue un'accurata descrizione petrografica con attribuzione dei minerali metamorfici delle metabasiti alle quattro fasi tettoniche mesoscopicamente rilevate come addietro ricordato (fig. 63), ed una distinzione delle associazioni minerali in: *facies di metagrovacca a prehnite-pumpellyite* da precinematica a sincinematica precoce rispetto alla prima fase di deformazione; *facies a lawsonite-albite* da sincinematica a postcinematica rispetto alla stessa fase; *facies di scisti a pumpellyite-attinolite* molto localizzata e transizionale; *facies di scisti verdi* postcinematica rispetto alla prima fase di deformazione. Le varie fasi minerali esprimono condizioni di p e t come indicato nella fig. 64. Le rocce incassanti delle metabasiti, e cioè filladi e marmi di Rota Greca nonché filloniti ed ortogneiss di Vaccarizzo, appartengono tutte ad una zona a clorite in cui è impossibile far distinzione tra le facies precedenti, e vanno probabilmente assegnate ad una porzione a basso grado della facies di scisti verdi. Nei gneiss granatiferi il metamorfismo alpino si esprime con associazioni a pumpellyite-attinolite, intermedie fra quelle di metagrovacche a prehnite-pumpellyite e quelle di scisti verdi.

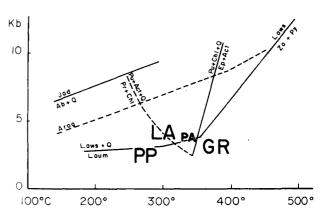



FIG. 63 — Relazioni fra i minerali metamorfici delle metabasiti e le fasi di deformazione secondo DE ROEVER E. W. F. (1972).

— Relation between metamorphic minerals in the metabasites and the deformation phases according to DE ROEVER E. W. F. (1972).

FIG. 64 — Rappresentazione schematica delle condizioni di p-t durante il metamorfismo a più facies delle metabasiti secondo DE ROEVER E. W. F. (1972).

— Schematic representation of the p-t conditions during the plurifacial metamorphism in the metabasites according to DE ROEVER E. W. F. (1972).

Il quadro delle zone metamorfiche viene allargato a tutta l'area da Catanzaro all'alta valle dell'Agri, distinguendovi la seguente successione di zone (fig. 65):

1a) *scisti verdi ad attinolite-epidoto* (*con glaucofane*) presso Falerna;

1b) *scisti verdi ad attinolite-epidoto* senza minerali della facies a glaucofane, se non relitti da una fase precedente; estesi da Catanzaro a Cosenza;

2) *metabasiti verdi o violette a lawsonite e pumpellyite* estese da Rose a Laise e comprendenti quelle di Fuscaldo, con la stessa successione di facies vista addietro per quella zona;

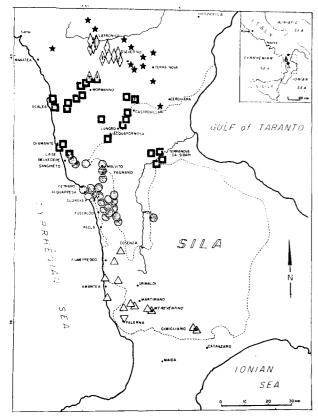
3) *rocce blu a lawsonite-glaucofane* estese da Terranova da Sìbari a Diamante-Scalea-Mormanno, con la tipica facies di scisti a glaucofane e con passaggi alla facies di scisti verdi, per i quali vien rifiutata l'assegnazione alla facies a lawsonite-albite

▽ actinolite-epidote greenschists (with glaucophane) of zone Ia near Falerna
△ actinolite-epidote greenschists of zone Ib
○ green or violet lawsonite- or pumpellyite-bearing metabasites of zone II
◻ blue lawsonite-glaucophane rocks of zone III
◊ green metabasites with lawsonite, blue amphibole and sodium-pyroxene in mostly small quantities, zone IV
★ green and violet metabasites without these minerals, in zone V

FIG. 65 — Zone metamorfiche nelle metabasiti e rocce corrispondenti in NW-Calabria e S-Lucania secondo DE ROEVER E. W. F. (1972).

— Metamorphic zones in metabasites and corresponding rocks, NW-Calabria and S-Lucania, according to DE ROEVER E. W. F. (1972).

secondo HOFFMANN (1969) in quanto la lawsonite sarebbe sempre relitta dalla facies a glaucofane, mentre i minerali di neoformazione sono clorite ed albite; anche l'assegnazione dei bordi scistosi a clorite-pumpellyite delle masse ofiolitiche compatte ad una imprecisabile facies zeolitica vien rifiutata in favore del passaggio agli scisti verdi;

4) *metabasiti verdi con scarsi lawsonite, anfiboli sodici e pirosseni sodici* fra S. Severino Lucano e Latrònico, rappresentative di un incipiente metamorfismo a glaucofane;

5) *metabasiti verdi e violette senza lawsonite, anfiboli sodici e pirosseni sodici*, estese da Cerchiara di Calabria a M. Raparo ed assegnabili alla facies di metagrovacche a pumpellyite-prehnite (insufficientemente fondata risulta la menzione di analoghe metabasiti associate con analoghe rocce in Sicilia, dove il Complesso Liguride è sconosciuto, mentre i basalti entro al Complesso Sicilide risultano tettonicamente strappati al substrato autoctono di soglia, allo stato delle conoscenze attuali, v. OGNIBEN, 1960).

La successione delle zone metamorfiche sembra indicare da N a S graduale aumento di temperatura entro bassi valori. La pressione dovette aumentare rapidamente da N a S in parte per carico tettonico. Quest'ultimo attorno a Fuscaldo sarebbe attualmente visibile nell'ordine dei 1000-2000 m al massimo, ma l'autore ammette che prima dell'erosione giungesse ai 10 km nell'ordine di quello della Sila (?). Tuttavia in questo modo si arriverebbe al massimo verso i 3 kb, ossia a circa la metà della pressione necessaria per giustificare la facies a glaucofane, e pertanto è necessario ammettere delle sovrapressioni tettoniche. Alle facies di *alta pressione* si sarebbe sovrimposto nelle più meridionali zone II e I un più recente metamorfismo in facies di scisti verdi, che non richiede più l'assunzione di sovrapressioni (fig. 66) e che avrebbe prodotto l'associazione di più facies nelle singole rocce.

Le rocce parascistose incassanti sono comprese dal Nord fino a Catanzaro nella « zona a clorite », con una certa progressività di grado metamorfico verso S dove verso M. Reventino, Falerna e Martirano appaiono parascisti a biotite, granato e cloritoide. Il metamorfismo alpino sui gneiss granatiferi si esprime nella zona II con produzione di associazioni a pumpellyite e spesso anche di attinolite secondaria a grana fine ritrovata anche nella zona I.

Una questione a parte sarebbero le metabasiti di Lungro ed Acquaformosa, arealmente comprese

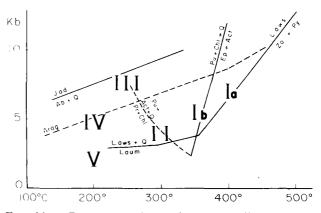



FIG. 66 — Rappresentazione schematica delle condizioni del metamorfismo di alta pressione nelle varie zone metamorfiche calabro-lucane secondo DE ROEVER E. W. F. (1972).

— Schematic representation of the high-pressure metamorphism conditions in the different zones of Calabria-Lucania according to DE ROEVER E. W. F. (1972).

nella zona III ma ad essa del tutto estranee per la presenza di associazioni ad attinolite-epidoto-clorite-albite e la vicinanza di filladi a cloritoide. Qualche traccia di anfiboli sodici sarebbe stata osservata come piccoli nuclei nell'attinolite. Pertanto non potrebbe trattarsi di rocce liguridi, ma bensì di rocce del Trias panormide come dimostrato dalla successione descritta da QUITZOW (1935 a) e dai fossili anisici di BOUSQUET & DUBOIS (1967). Contrariamente alle sue abitudini, l'autore tratta la questione in un capitoletto troppo sbrigativo in relazione: *a*) con l'importanza della distinzione fra metabasiti giurassiche liguridi e triassiche panormidi; *b*) col fatto che la sezione di QUITZOW è stata già giustiziata da SELLI (1958); *c*) che sulle alghe anisiche in dolomie molto tettonizzate in un Appennino meridionale altrimenti privo di livelli anisici se non per la Pietra Maura (TADDEI RUGGIERO, 1968) si è dichiarato ampiamente incredulo OGNIBEN (1969) senza che da parte francese sia mai stata prodotta qualche evidenza in supporto alla non documentata affermazione di BOUSQUET & DUBOIS (1967); *d*) infine col fatto che l'autore stesso ignora pienamente il Trias metamorfico di Cetraro, che QUITZOW aveva descritto molto più dettagliatamente e chiaramente come tipo del suo « Carnico », e ne assegna rocce basiche e filladi al Complesso Liguride. E' inevitabile dal punto di vista critico la deduzione che su questo punto non sia stata eseguita una vera ricerca e si sia invece strumentalizzato un aprioristico quadro geotettonico, onde giustificare la teoria delle sovrapressioni tettoniche localizzate.

L'interpretazione geostrutturale della Calabria settentrionale vien dall'autore basata in modo decisivo sulla direzione E-W secondo lui riscontrata nelle lineazioni delle metabasiti di Fuscaldo e nella zonazione metamorfica. I ricoprimenti non potrebbero pertanto provenire che da Sud verso Nord, con un raccorciamento di 200-400 km o più. Il Giurassico di Rossano sarebbe da assegnare alla falda dei gneiss granatiferi. Per questa vien fatta l'interessante ipotesi che le peridotiti e serpentiniti in essa incluse presso Fagnano Castello rappresentino una facies profonda con passaggio a livelli simatici. Il Giurassico di Martirano, Tiriolo ecc. apparterrebbe alla falda delle filloniti ed ortogneiss (« scisti bianchi »). Le metabasiti di Fuscaldo sarebbero originarie pillow-lavas formatesi in una cresta intraoceanica, attualmente associate con frammenti di mantello oceanico (serpentiniti, scisti a tremolite-clorite), e su di esse seguirebbero calcari, radiolariti e conglomerati, mentre il sottostante « flysch a quarziti » « essendo ritenuto comprendere solo rocce infracretacee, rappresenta molto probabilmente la copertura distaccata di qualche altra successione sedimentaria ».

L'autore pensa che prima dell'orogenesi si avesse un'area continentale settentrionale a potenti successioni calcaree, non l'Europa ma probabilmente il microcontinente italiano separato per mezzo di un'estesa area oceanica da un'area continentale meridionale, probabilmente l'Africa. Segue una ricostruzione geodinamica in armonia con queste premesse, per arrivare alla messa in posto dei ricoprimenti. In questi le sovrapressioni tettoniche necessarie all'instaurarsi delle facies a glaucofane si sarebbero limitate all'orizzonte della falda liguride, come sarebbe appunto dimostrato dalla presenza delle sottostanti metabasiti triassiche di Lungro-Acquaformosa, prive di associazioni di alta pressione. Le sovrapressioni si sarebbero limitate alla zona III proprio perché essendo minore il carico le rocce avrebbero conservato la competenza necessaria a contenere la pressione dei fluidi. Nelle zone II e I il carico delle falde sarebbe invece « più o meno sufficiente » a spiegare la presenza di lawsonite e pirosseni sodici poco giadeitici. La datazione a 48 MA (Eocene medio) delle miche di Cetraro potrebbe indicare approssimativamente la fine del metamorfismo principale. Il metamorfismo di alta pressione, precedente a quello a scisti verdi, avrebbe avuto luogo dopo il Cretaceo inferiore e probabilmente prima dell'Eocene.

Segue infine un'interessante discussione dei minerali delle facies di alta pressione, dove vien chiarita la differenza di significato fra glaucofane puro e pirosseni ad alto tenore in molecola giadeitica presenti nella facies di scisti a glaucofane di alta pressione da una parte, e gli anfiboli sodici ricchi in ferro ferrico (riebeckiti e magnesio-riebeckiti) e pirosseni sodici a basso contenuto giadeitico presenti nella facies a lawsonite-albite di minor pressione dall'altra parte. Le strutture primarie della roccia risultano inoltre intensamente cancellate dalla cristallizzazione negli scisti a glaucofane, mentre sono largamente conservate nella facies a lawsonite-albite. I pesi specifici medi sono rispettivamente 3,1 per gli scisti a glaucofane, 2,87 per le rocce a lawsonite-albite. Queste differenze giustificano la distinzione delle due facies.

Il lavoro di DE ROEWER E. W. F. (1972) è stato riportato estesamente perché costituisce un fondamentale progresso nelle conoscenze sulla Calabria. Ne viene precisata la petrografia del Complesso Liguride, e vien fornito un prezioso quadro della

variazione degli ambienti metamorfici, insieme con molte discussioni di valore fondamentale su punti di grande significato petrografico.

Al tempo stesso il lavoro va preso con le più ampie riserve dal lato geologico, trattato in modo troppo ampio ed arbitrario in rapporto con conoscenze chiaramente insufficienti e fondate sullo studio di una ristretta zona. Non vi è alcuna utilità nel tentativo di adattare i propri dati all'ipotesi dei frontisti africani quando ormai gli studi sulla struttura crustale del Mediterraneo mettono in evidenza (GIESE, 1972) la consistenza della crosta continentale dell'arco appenninico-calabro-siculo. La distribuzione attuale delle aree di erosione e sedimentazione non è un casuale fatto di morfogenesi postorogena per fenomeni di frammentazione crustale, ma risulta legata ad una zona di ispessimento sialico attualmente in sollevamento isostatico, e cioè ad un corrugamento marginale i cui assi seguono appunto l'arco calabro-siculo lungo un blocco continentale africano-ionico-adriatico, come messo in evidenza in OGNIBEN (1969) e geofisicamente confermato da FINETTI & MORELLI (1972). Nei dati dell'autore non risulta affatto esclusiva l'importanza delle lineazioni E-W delle metabasiti di Fuscaldo di fronte al più consistente complesso delle lineazioni WNW-ESE delle altre rocce nella stessa fase tettonica, e la stessa zonazione metamorfica dell'autore non decorre affatto secondo assi E-W bensì secondo assi NW-SE. L'area di distribuzione del Complesso Liguride in Calabria costituisce solo uno stretto settore all'estremità settentrionale di un arco che va dalle direzioni NW-SE dell'Appennino a quelle NS della Calabria centrale a quelle SE-NW dei Peloritani, qualunque sia il significato di quest'arco. Appare evidente che non si possono attribuire all'intero arco le direzioni di un estremo di esso, per di più viste con una certa parzialità. Infine, se dopo aver col suo stesso lavoro dimostrata la nessuna consistenza del « Trias metamorfico » di QUITZOW a Cetraro l'autore non avesse aprioristicamente accettato quello ancor meno documentato di Lungro-Acquaformosa, avrebbe evitato di costruire su questa evanescente premessa la discutibilissima teoria delle sovrapressioni tettoniche localizzate ad un solo livello di una successione di unità tettoniche, in relazione ad una pretesa maggior competenza delle rocce nella zona di minor potenza della successione stessa. Come è già stato detto (OGNIBEN, 1969) e come verrà discusso nei capitoli sulla Tettonica, dati petrografici e datazione delle fasi tettoniche suggeriscono ipotesi ben diverse.

Le filladi liguridi

Già ai vecchi autori addietro ricordati era apparso chiaro che la parte più bassa del Cristallino calabrese è costituita da un complesso filladico sormontato da gneiss e poi da graniti. In questa cornice si ponevano CORTESE (1895) con le sue filladi arcaiche del Gruppo Calabro-Lucano nella zona Grisolìa-Verbicaro-Diamante perfettamente continue con quelle della Catena Costiera Tirrena, come pure continue apparivano a DI STEFANO (1904) ed a GIGNOUX (1909) che ne intravvedevano l'età relativamente recente. Anche per QUITZOW (1935 a) vi è continuità fra Gruppo Calabro-Lucano e Catena Costiera, ma le filladi appartengono al Trias metamorfico con dolomie, carniole e gessi. A Sangineto vi è per QUITZOW una specie di sinclinale di falde, che diventa « hiatus di Sangineto » ad opera di CAIRE, GLANGEAUD e GRANDJACQUET (1961) che riprendono il vecchio disegno (v. addietro fig. 14) della fig. 1 di GLANGEAUD (1952) dove il fronte africano veniva fatto passare al limite Nord dei gneiss calabresi. Il fronte africano o calabro-siciliano per gli autori francesi rimane, ma lo «hiatus» di Sangineto scompare ad opera di DUBOIS (1969 c) che ammette l'esistenza di una formazione ofiolitifera mesozoica a metamorfismo di età alpina, alloctona o no ed estesa lungo tutta la Catena Costiera e la Valle del Crati fino alla fossa di Catanzaro dove vanno a radicarsi le falde cristalline calabresi, di cui l'inferiore data ancora da filladi.

Come sintesi regionale del Complesso Liguride siamo più o meno a questo punto. Per osservazione diretta si può dire che a Sangineto non si osserva discontinuità, ma una « sinclinale di falde » o meglio una depressione assiale liguride fra le culminazioni panormidi della Montea e di Bonifati, per restare nella terminologia prioritaria. La depressione produce l'allineamento trasversale di alcune modeste masse di ofioliti, molto meno significative della grande plaga di scisti epidotici con potenti orizzonti diabasici della zona di Fuscaldo, o della depressione assiale che a N di M. Cocuzzo va da Falconara Albanese verso Bucita, o di quella che fra le culminazioni di M. Cocuzzo-Malito a N e degli Scogli di Còrica a S va da Amantea a Martirano-Conflenti-Decollatura-Gimigliano.

La Carta Geologica al 25.000 mostra il fondovalle del T. Sangineto occupato da calcari della facies a Calpionelle, da limitate masse ofiolitiche che tutto costituiscono tranne che qualcosa di paragonabile alla zona di Voltri o a quella di Ivrea, e da gneiss del Cristallino calabrese, che potrebbero

stare benissimo in una depressione assiale ma che in realtà nella massima parte sono apparsi all'osservazione diretta come dei probabili blocchi psefitici di grandi dimensioni alla base dei conglomerati postorogeni. La depressione continua verso E con poco maggiori masse ofiolitiche e col semiklippe calabride di Cozzo Capo Bianco, scendendo poi sotto i depositi postorogeni miocenici e fagliandosi contro quelli pliocenici del basso Crati. Per il resto la carta mostra filladi, filladi calcaree, filladi carboniose, filladi con calcari sottili, filladi con quarziti in intercalazioni fino ad 1 m di potenza, filladi bruno scure, e a S del T. Sangineto scisti sericitici biancastri, verdi o rossi. Questi ultimi richiamano fortemente il membro basale della calabro-lucana Formazione del Frido come descritto da Vezzani (1968 e) e ad esso sono già stati attribuiti in Ogniben (1969), mentre il resto mostra la tipica associazione litologica della Formazione del Frido in facies di epizona poco profonda. Proseguendo verso Sud si incontra lo stesso corteggio di filladi con intercalazioni di vario tipo e con giaciture in parte di sovrapposizione sugli affioramenti panormidi di Cetraro, Acquappesa e Guardia Piemontese, in parte probabilmente ribassate per faglia verso la costa come si è detto addietro.

La varietà ed il tipo delle intercalazioni nelle filladi e l'associazione con ofioliti e con calcari straterellati della facies a Calpionelle, assieme con l'assenza di vere discontinuità tettoniche trasversali, obbligano ad identificare le filladi della Catena Costiera con gli argilloscisti liguridi a N di Sangineto. Si osservano filladi in posizione sottostante ai Calcari a Calpionelle sia da Diamente a Sangineto come da Sangineto a Guardia Piemontese, ma allo stato attuale delle conoscenze è impossibile decidere se vi fosse originaria continuità stratigrafica fra eventuali sottostanti argilloscisti giurassici e sovrastanti Calcari a Calpionelle, al di sopra dei quali certamente riprendeva l'infracretacea argilloscistosa Formazione del Frido, o se si tratti di rovesciamenti o ripetizioni tettoniche. E' certo che non sono state riportate nella letteratura descrizioni od osservazioni che permettano di credere alla presenza in questa zona di filladi diverse da quelle liguridi, come non lo hanno permesso le osservazioni dirette. Rilevamenti e studi di dettaglio, quali finora non sono stati pubblicati, potranno fornire elementi diagnostici fra eventuali formazioni filladiche differenti, e fino allora è inutile continuare a parlare.

Gli scisti sericitici biancastri, verdi o rossi, ossia il probabile membro basale del Frido, appaiono nella Carta al 25.000 estendersi nelle tavolette di Cetraro e Fagnano Castello e con scisti muscovitici in quella di Guardia Piemontese, e vengono riportati come meno deformati delle filladi a quarziti. Queste si estendono verso Est e verso Sud insieme con filladi calcaree (Guardia Piemontese) e filladi grigie e brune e nerastre. Direttamente sovrapposti alle dolomie panormidi di M. Cocuzzo appaiono scisti filladici grigi a lenticciole di quarzo a Falconara Albanese, con distinzione tra facies prevalentemente pelitiche e facies fliscioidi a sottili intercalazioni quarzitiche nelle tavolette Fiumefreddo Bruzio e M. Cocuzzo, oppure facies calcareo-pelitiche localmente con intercalazioni di calcari cristallini come a M. Cocuzzo ed a Rogliano. Facies fliscioide e facies pelitica vengono distinte anche nelle tavolette Amantea, Malito, Soverìa Mannelli, Martirano Lombardo, Decollatura, Castiglione, Nicastro, Pianòpoli. Gli interessanti « scisti del Fiume Savuto » grigio-bruni, quarzoso-feldispatici occasionalmente con biotite, a scistosità regolare con frattura in blocchi regolari, affiorano in livelli evidentemente profondi lungo il Fiume Savuto ed il T. Savucchia nelle tavolette Rogliano, Malito, Soverìa Mannelli, Aprigliano e sembrano costituire una facies paragneissica ed occasionalmente occhiadina degli argilloscisti liguridi, con metamorfismo di epizona profonda nella subfacies degli scisti verdi a biotite.

Sul versante destro della bassa valle del Crati le filladi liguridi emergono dalla copertura postorogena del basso Crati in limitati affioramenti che costituiscono già finestre o semifinestre poiché sono accompagnati da klippen calabridi. A Spezzano Albanese, a Terranova da Sìbari, a Tarsia si hanno scisti filladici grigi e calcescisti occasionalmente con biotite, e a SSE di Terranova si osservano belle finestre tettoniche al di sotto dei gneiss dell'estremo versante settentrionale della Sila.

All'altezza di Cosenza il versante destro della valle del Crati è occupato da una grande finestra liguride di filladi ed ofioliti emergenti da sotto il Cristallino calabride; nelle tavolette S. Pietro in Guarano e Camigliatello Silano assieme con le ofioliti di Rose affiorano infatti scisti filladici grigio-verdastri ricchi di lenticciole di quarzo e localmente con intercalazioni quarzitiche, continuando verso Sud entro le tavolette Spezzano della Sila ed Aprigliano.

Ancora più a Sud si hanno le grandi finestre che dall'alto Crati e dal Savuto arrivano fin quasi a Catanzaro, con le notevoli masse ofiolitiche di M. Reventino e di Gimigliano, e con le filladi grigio-

verdastre a facies pelitica delle tavolette Aprigliano, Soverìa Mannelli, Racise, Cicala e con quelle ad intercalazioni quarzitiche di Decollatura, Tiriolo, Sìmeri e Crichi, con le locali intercalazioni di scisti grafitici di Luciani, Polverini e Gimigliano.

Infine, dalla copertura postorogena dell'istmo di Catanzaro emerge l'estremo affioramento liguride conosciuto nella catena appenninica, per non ricomparire più in tutta l'estensione occidentale di essa in Sicilia e nel Nordafrica. Si tratta del lembo di scisti grigi sul T. Pesipe a NNW di Màida, a Sud del quale non affiora più se non il Complesso Calabride.

Dalla Carta al 25.000 l'associazione delle filladi di vario tipo con ofioliti e con calcari straterellati della facies a Calpionelle nella valle del Crati, nella Catena Costiera e nel versante Nord dell'istmo di Catanzaro appare evidente, ed assieme con la continuità laterale e la costanza di livello rispetto al Complesso Liguride calabro-lucano rende certa la continuazione di questo fino all'istmo di Catanzaro.

Quello che non è certo è che tutte le filladi dell'area considerata appartengano a questo complesso. Vanno soprattutto tenute presenti le osservazioni di PICARRETA & ZIRPOLI (1969 a; 1970) e di COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970) circa la presenza di due distinti complessi filladici di cui uno nettamente più metamorfico, come se avesse partecipato anche all'orogenesi ercinica e non solo a quella alpina come l'altro. Mentre non si può fondare una sintesi sugli ordini di successione dati da questi autori con molte osservazioni di carattere dubitativo, dal lato petrografico le osservazioni appaiono probabilmente esatte. L'accuratezza delle determinazioni petrografiche è per suo carattere intrinseco molto maggiore che non quella delle osservazioni geologiche in generale, e ciò nel particolare appare chiaramente anche nelle descrizioni degli autori citati. Inoltre lungo il versante Nord dell'istmo di Catanzaro si allineano lembi mesozoici di facies calabride che non possono esser stati se non trasgressivi su terreni ercinici, e si ha un estesissimo orizzonte di « scisti bianchi » che risultano di carattere epizonale e che debbono far passaggio da qualche parte a parascisti di epizona ossia a filladi.

Sembra pertanto molto probabile che al di sotto dei gneiss e dei graniti calabridi si debbano avere filladi antiche associate con l'unità degli scisti bianchi o con gli affioramenti mesozoici di facies calabride, oppure anche in unità indipendenti. Molto meno probabile è che si abbiano filladi antiche al di sotto di quelle liguridi, dato che esse non sono conosciute dove affiora il substrato dei terreni liguridi, ossia il Complesso Panormide, e dato il carattere eugeosinclinalico del Complesso Liguride.

I calcari titonici ed infracretacei

A Nord di Sangineto sono stati osservati nel Complesso Liguride i Calcari a Calpionelle (Cassano allo Jonio, Spezzano Albanese, Acquaformosa, linea Belvedere Marittimo-Diamante-Sangineto-Malvito) con facies caratteristica di calcilutiti o calcisiltiti terrigene ad intercalazioni pelitiche, con microfossili del Titonico superiore-Berriasiano e giacitura generalmente sovrapposta ad *argillo*scisti con ofioliti (OGNIBEN, 1969). La facies ricca di materiale terrigeno permette di evitare ogni confusione con i carbonati di deposito chimico del Mesozoico panormide affiorante nella stessa area. In assenza di microfaune può essere invece impossibile la distinzione dalle rocce del membro calcareo-scistoso della Formazione del Frido, descritto da VEZZANI (1968 e) e da OGNIBEN (1969), dato ancora da calcisiltiti e calcilutiti marnose straterellate e riccamente intercalate da un 20% di argilloscisti nerastri.

Quanto più interessate dal metamorfismo, tanto più queste rocce passano a calcari cristallini più o meno fittamente intercalati nelle filladi. Le numerose segnalazioni della Carta al 25.000 di calcari cristallini nelle filladi della Catena Costiera, della finestra di Rose-Serra Coda di Volpe-Pietrafitta-Aprigliano e della zona Nocera Tirinese-Nicastro-Sila Piccola vanno sempre con probabilità riferite all'uno o all'altro dei due livelli liguridi, ossia ai Calcari a Calpionelle o al membro calcareo della Formazione del Frido, tranne che nella Catena Costiera a N di Paola verso Sangineto dove alcune descrizioni, come quella di VALLARIO (1967) per Guardia Piemontese, ed osservazioni dirette per Acquappesa-Cetraro mostrano che si tratta di finestre panormidi.

Vanno sicuramente presi come Calcari a Calpionelle quelli segnati come tali nella Carta al 25.000, dato che si tratta sempre di affioramenti di buona estensione e potenza in facies caratteristica. Così sembra ad esempio per il fondovalle del T. Sangineto e fino a Malvito, per Cetraro (calcari a straterelli di 25 cm con intercalazioni di argilliti foglıettate), per Fagnano Castello e sotto i gneiss calabridi di M. Caloria, e verso SW per Serra Var-

rone, Cozzo del Greco ed Intavolata, data anche la stretta associazione con ofioliti, mentre problematici rimangono i calcari cristallini di Serra di Lappe sotto il klippe calabride di Pantano dei Monti-Timpone del Monaco. Sono tutte aree da rilevare ex-novo prima di poterne trarre qualche conclusione definitiva, e sono anche aree di estremo interesse per la convergenza di problemi geologici e petrografici di vario tipo. Sempre alla stessa formazione sembrano riferibili i lembi presso Mongrassano nella tavoletta S. Marco Argentano dati da calcari cristallini straterellati, nonché da calcari arenacei e conglomeratici con intercalazioni di argilliti fogliettate attribuiti ad una strana « facies di acque *basse dei* Calcari a Calpionelle ».

Altrettanto può supporsi per i calcari cristallini associati con ofioliti nella tavoletta Paola. Più a Sud i calcari cristallini nelle filladi sono riportati come piccoli affioramenti non cartografabili. Sull'altro versante della valle del Crati a Spezzano Albanese, a Terranova da Sìbari e più a monte verso Tarsia vengono riportati calcari selciferi grigio-chiari, bruni e rossastri a Calpionelle con sottili intercalazioni di argille fogliettate rosse, verdi e brune, spesso laminate. Da AFCHAIN (1961) sappiamo che in queste sono comprese anche potenti radiolariti. Più a Sud non sono stati rilevati nella Carta al 25.000 affioramenti degni di nota di calcari associati alle filladi ed alle ofioliti, tranne che quelli verso Gimigliano dove sono interposti fra filladi ed ofioliti e pertanto derivano certamente da calcari a Calpionelle o da calcari della Formazione del Frido, e quelli segnalati da PICARRETA & ZIRPOLI (1970) come associati alle ofioliti fra Martirano e Falerna.

Le ofioliti

Le rocce basiche di qualsiasi tipo e derivazione associate con gli argilloscisti filladici della Calabria Settentrionale e Centrale vedono sempre più confermata la loro origine da manifestazioni simatiche di geosinclinale quanto più vengono fatte oggetto di studio accurato. E' inutile a questo proposito ripetere quanto riportato estesamente poco più addietro circa le conclusioni di DE ROEWER E. W. F. (1970) per originari magmi alcalibasaltici, le descrizioni di PICARRETA & ZIRPOLI (1969 b; 1970) per le rocce verdi di M. Reventino ed infine gli ampi e ben documentati studi di HOFFMANN (1970) e di DE ROEVER E. W. F. (1972) che allo stato attuale di conoscenze sulla Calabria fanno delle ofioliti e del Complesso Liguride in cui sono incluse uno dei terreni meglio studiati nella regione.

Sono state già ricordate le ofioliti della valle del T. Sangineto, che proseguono verso Malvito nelle masse di Serra la Penna, di Valle Inferno e di Malvito stesso, date da diabasi con struttura da compatta a porfirica, con inizi di laminazione e di metamorfismo a rocce violette. Queste masse spilitiche verdi per epidotizzazione o violette per ematitizzazione abbondano fra Cetraro, Fagnano Castello, Acquappesa e Guardia Piemontese, riportate dalla Carta al 25.000 assieme con scisti verdi e violetti ad epidoto con orizzonti diabasici poco o non laminati, come a Serra Varrone, in loc. S. Croce e al B.ne Giovanniello, e con serpentine nel fondovalle della Fiumara di Cetraro. Presso Guardia Piemontese gli scisti verdi e violetti ad epidoto e lawsonite con potenti orizzonti di pillow-lavas indeformate si fanno estesissimi, da Intavolata al Piano della Ronza, e nel lembo da Serra Saunaro-Cozzo Mastropetruzzo a Palazzello ed a Cozzo Cervello sopra Fuscaldo, che risulta così forse l'affioramento ofiolitico della Calabria più esteso ed al tempo stesso il più dettagliatamente descritto, grazie a DE ROEVER E. W. F. (1972), come addietro riportato.

Più a Sud la Carta al 25.000 riporta i lembi ofiolitici degli scogli di Còrica presso Amantea, ossia prasiniti e serpentine studiate da ALOISI (1909), e le serpentine di Lago e di Malito, e la stessa associazione di prasiniti e serpentine si ripete entro le filladi della tavoletta Nocera Tirinese, a W di Martirano Lombardo sulla strada per Nocera, nel Fosso Costa a SSE di Martirano Lombardo, al M. Reventino a SSE di Conflenti dove sono state descritte da PICARRETA & ZIRPOLI (1969 b), ed infine proseguendo lungo la Sila Piccola si ritrova la stessa associazione nelle estese masse di Gimigliano, insieme con calcari cristallini e marmorei entro le filladi.

Più a Nord la Carta al 25.000 riporta basalti e prasiniti verdi e violette nella zona fra Spezzano Albanese e Tarsia, con pillow-lavas ben riconoscibili a NW di Terranova da Sìbari, con intense trasformazioni metamorfiche a glaucofaniti (AFCHAIN, 1961), ed infine nella tavoletta S. Pietro in Guarano si ha l'esteso affioramento di Rose a prasiniti verdi ed occasionalmente violacee a glaucofane e crossite sec. DUBOIS (1969 a), entro la grande finestra liguride fra Rose ed Aprigliano.

Conclusioni sui terreni liguridi della Calabria Centrale

I dati esistenti nella letteratura mostrano nella Calabria centrale una formazione filladica con ofioliti e calcari in diretta continuazione degli argilloscisti semimetamorfici con ofioliti e calcari a Calpionelle del Complesso Liguride della regione del confine calabro-lucano, dove tutto l'insieme è più o meno ben datato dal Giurassico medio-superiore dei Calcari di Mezzana legati alle pillow-lavas, ai Calcari a Calpionelle titonico-berriasiani, all'infracretacea Formazione del Frido a vari orizzonti della quale sono primariamente legati serpentine, diabasi e gabbri. Il livello stratigrafico-strutturale dell'insieme è sempre lo stesso, tra il Mesozoico carbonatico del Complesso Panormide e le falde cristalline del Complesso Calabride. Il metamorfismo delle rocce verdi incluse nelle filladi mostra un gradiente continuo e ben studiato dalle facies zeolitiche più settentrionali a quelle a lawsonite-glaucofane estese fra Mormanno-Scalea-Diamante-Terranova da Sìbari, fino alla facies di scisti verdi delle ofioliti più meridionali fra Cosenza e Catanzaro (HOFFMANN, 1970; DE ROEVER E. W. F., 1972). Il gradiente metamorfico delle filladi è visibile all'osservazione diretta nella crescente lucentezza dovuta allo sviluppo dei fillosilicati, anche se per ragioni di chimismo si rimane entro le facies di scisti verdi. Allo stato attuale delle conoscenze, voler assegnare l'insieme delle filladi con calcari ed ofioliti della Calabria centrale a qualche cosa di diverso dal Complesso Liguride sarebbe veramente un voler peccare contro i principi logici della semplicità, della coerenza, dell'essenzialità.

A conclusioni non lontane da quelle del presente lavoro nonostante la partenza da punti di vista concettuali completamente diversi e nonostante il peculiare metodo di lavoro arriva anche DUBOIS (1969 c), ossia il più prolifico autore di pubblicazioni geologiche calabresi di questi anni. Ci si sarebbe dovuti arrivare molto prima se la Calabria non fosse così desolantemente povera di studi geologici e petrografici condotti in dettaglio e sistematicamente, quali cominciano ad uscire appena ora ad opera dell'Istituto di Geologia di Amsterdam e dell'Istituto di Petrografia di Bari per quanto riguarda il Cristallino, e quali sono stati sviluppati quasi esclusivamente dall'Istituto di Geologia di Catania per quanto riguarda i depositi postorogeni.

L'estensione verso Est dei terreni ofiolitiferi liguridi all'altezza di Catanzaro costituisce una culminazione assiale ben delineata anche nei sottostanti terreni panormidi dalle finestre di M. Cocuzzo e di Malito. L'insieme delle finestre panormidi da Lagonegro a Sambiase e le dislocazioni dei depositi postorogeni disegnano molto nettamente l'andamento NNW-SSE dell'asse principale di sollevamento postorogeno, e l'affioramento lungo un arco spezzato, quasi rettangolare, dei terreni liguridi dalla zona di Sìbari a quella di Catanzaro la dice lunga sullo stile tettonico e sul preteso radicarsi dei graniti della Sila.

Soprattutto la dice lunga sullo « hiatus di Sangineto », nato e morto ad opera della stessa scuola francese. La produzione letteraria su questo argomento è stata citata molto estesamente non certo per polemica, ma per mettere bene in luce una questione atta a suscitare dirottamenti nello studio geodinamico del Mediterraneo. La rivelazione dello « hiatus di Sangineto » ha infatti trovato adepti, e così la teoria della distensione triassico-liassica (GLANGEAUD, 1952) cui vien fatto largamente credito nelle Alpi Occidentali. Va tenuto ben presente che si è trattato di semplici ipotesi di lavoro senza un corredo di evidenze tali da influenzare le conclusioni, e non di teorie basate su dati analitici. Di quest'ultimo tipo è invece l'espansione dei fondi oceanici, ma si tratta di un fenomeno di tipo irreversibile anziché pendolare come la pretesa distensione, e di ordine temporale nettamente diverso. Va tenuto presente che in geologia le osservazioni debbono spesso esser sostituite da semplici impressioni. Teorie ed ipotesi di lavoro sono pertanto più pericolose in geologia che non in altre discipline, dato che vaghe impressioni ne vengono influenzate in misura ben maggiore che non esatte osservazioni. Per questa ragione occorre fare sobrio uso di premesse teoriche e profondo esercizio di autocritica, a scanso di produrre geologia dotata di stirabilità del tipo contemplato dalla ben nota legge dell'amico Pasquale NICOTERA.

Ritornando alle filladi calabresi, quello che resta da farne è appunto lo studio geologico serio ed approfondito, distinguendo le filladi mesozoiche certamente presenti da quelle paleozoiche certamente costituenti il substrato del Mesozoico tipo Tiriolo (= Falda di Galati), nonché da quelle certamente associate con gli « scisti bianchi » (= Falda di Castagna), nonché da altre filladi paleozoiche eventualmente presenti al di sopra dei terreni del Complesso Liguride e al di sotto di quelli cristallini in senso stretto e pertanto appartenenti al Complesso Calabride insieme a questi ultimi.

Alla luce delle conoscenze attuali non sembra possibile che esistano filladi paleozoiche liguridi al

di sotto delle filladi ofiolitifere mesozoiche di geosinclinale e al di sopra del substrato panormide, come ipotizza DUBOIS (1969 c). Se venissero realmente rinvenute dovrebbe trattarsi di scaglie tettoniche in seno alle unità sottostanti, come quelle ad esempio di cui è infarcito il Mesozoico della calabride Falda di Longi all'estremità W dei Peloritani. Se si dovesse realmente osservare qualcosa come un substrato paleozoico della successione liguride, sarebbe dal lato geodinamico tale una novità da doverla controllare con molta cura, anche perché sarebbe molto sospetto riuscire a vederlo proprio nelle condizioni di tettonizzazione della Calabria, e anche perché nello stesso complesso esso non è mai stato incontrato in tutto il resto dell'Appennino.

Per quanto riguarda le ofioliti, va tenuto presente che esse mostrano verso le rocce incassanti dei contatti puramente tettonici, senza altre strutture che di cataclasi e di milonitizzazione, e dei contatti primari con notevole alterazione metasomatica delle rocce incassanti e senza strutture cataclastiche. I due tipi di contatti hanno evidentemente diverso significato. Al secondo di essi è finora stato attribuito significato di messa in posto subintrusiva in età poco differente da quella della roccia incassante, indifferentemente per cause esclusivamente tettoniche o di tipo anche in parte eruttivo. I contatti di tipo puramente tettonico sono stati invece attribuiti ad epoche più recenti e coincidenti col trasporto orogenico del Complesso Liguride nella posizione attuale.

COMPLESSO CALABRIDE (QUITZOW, 1935 a)

Introduzione

Si è visto che gran parte delle filladi già ritenute arcaiche o paleozoiche sono in continuità materiale rispetto al Complesso Liguride del confine calabro-lucano, con facies monometamorfica di grado continuativamente crescente verso Sud. Vi si accompagnano le ofioliti a pillow-lavas, che in Lucania sono finora risultate tardogiurassiche, e quelle a facies di diabasi e serpentine, in Lucania risultate messe in posto intrusivamente a freddo od a caldo in assise infracretaciche, nonché calcari cristallini corrispondenti ai Calcari a Calpionelle ed al membro calcareo-scistoso della Formazione del Frido, che si potranno certamente distinguere in base alle litofacies e forse per eventuali reperti microfaunistici scampati alla ricristallizzazione metamorfica. Fatta salva la probabile presenza di filladi antiche ad esse in linea generale sovrapposte analogamente alla «falda calabrese inferiore» di DUBOIS (1970), e solo localmente sottoposte in scaglie, le filladi della Catena Costiera, della valle del Crati, della valle del Savuto e della Sila Piccola vanno pertanto in gran parte riferite alla parte superiore del Giurassico ed al Cretaceo inferiore.

Entro il cosiddetto Arcaico di CORTESE (1895) ad esse si sovrappongono terreni cristallini veri e propri: scisti micacei bianchi e gneiss mandorlati ed occhiadini sopra e talora entro le filladi; più in alto i gneiss granatiferi della formazione dioritokinzigitica; sopra od entro tutte queste formazioni il granito. Inoltre in posizione di copertura si hanno filladi la cui età non può essere quella dei terreni liguridi, perché su di esse trasgrediscono il Mesozoico di Rossano, il Titonico ad Ellipsactinie dei vari lembi sparsi da Amantea, Martirano, Tiriolo verso Sud, nonché terreni più recenti.

Questo complesso sovrastante alle filladi liguridi ed all'eventuale «falda calabrese inferiore» corrisponde alla «serie cristallina» che QUITZOW (1935 a) ha distinto dalla sottostante «serie filladica», vedendovi un massiccio granitico radicato ma parzialmente rovesciato sulla sua copertura parascistosa costituita dai gneiss della «formazione dioritokinzigitica» e dai più periferici e quindi sottostanti «scisti micacei bianchi» e «scisti iniettati», il tutto ricoperto dal postorogeno Mesozoico di Rossano, dai lembi titonici ad Ellipsactinie e cretacei ad Ippuriti, nonché dall'Eocene di Rossano, dopo il quale si sarebbe verificato il trasporto orogenico principale.

Lasciando da parte le filladi liguridi della Catena Costiera, valle del Crati e Sila Piccola, è chiaro sia per CORTESE (1895) che per QUITZOW (1935 a) che si ha a che fare con lo stesso complesso cristallino dei Peloritani. Negli schemi di OGNIBEN (1960) per la Sicilia NE e di OGNIBEN (1969) per il confine calabro-lucano questo Cristallino costituisce la massima parte del Complesso Calabride, giacente verso Nord sopra il Complesso Liguride e verso Sud sui terreni del Complesso Sicilide nella zona di passaggio fra Nèbrodi e Peloritani in Sicilia, dove i terreni liguridi sono assenti.

La presenza di sovrascorrimenti e contatti anormali entro i terreni cristallini risulta chiara da tutto l'insieme di descrizioni della letteratura, ma con enorme variabilità di rappresentazione in conformità col carattere metodologicamente immaturo e pertanto eccessivamente soggettivo che per necessità di cose purtroppo rivestono in geologia le osservazioni di giacitura. Questo tipo di notizie della

letteratura costituisce un criterio ausiliario ma piuttosto malsicuro per diagnosticare la presenza di varie unità di ricoprimento entro al Complesso Calabride. Un tipo di evidenze molto più oggettivo, e pertanto meno variabile nelle descrizioni della letteratura, è dato dalla stratigrafia sia cristallina che sedimentaria ma specialmente da quest'ultima. Le notizie sul Cristallino parlano con bella costanza da CORTESE in poi di sovrapposizione sulle filladi di « scisti micacei bianchi » e di « scisti iniettati », quindi degli gneiss della « formazione dioritokinzigitica » e infine del granito, con eventuali filladi in lembi di copertura alla sommità. Si tratta però di una tettonica da tutti ritenuta ercinica, senza alcuna considerazione per la presenza di successioni mesozoiche a stratigrafia eterogenea, dalle quali è possibile pertanto trarre una migliore chiave per l'interpretazione strutturale. La pretesa autoctonia dell'Appennino è stata infatti dai vecchi studiosi sempre dovuta sostenere ammettendo la possibilità di rapidissime ed irregolari variazioni eteropiche fra orizzonti coevi, e la moderna ricostruzione strutturale dell'Appennino stesso è stata possibile solo distinguendo le varie successioni sedimentarie coeve e differenti, caratterizzate da differenti funzioni paleotettonistiche e come tali non certo depositate a brevi distanze entro irregolari bacini di sedimentazione, ma piuttosto riferibili ad originarie zone isopiche orientate ed estese in armonia con un sistema orogenetico o geosinclinalico o di margine continentale che dir si voglia.

Nell'ambito di questo quadro logico, dallo schema strutturale dell'Appennino calabro-lucano (OGNIBEN, 1969) vien confermato che il Cristallino calabride della Catena Costiera e della Sila giace sopra le filladi ofiolitifere liguridi, a loro volta giacenti sulle dolomie panormidi. Dallo schema strutturale della Sicilia NE (OGNIBEN, 1960; 1971) è possibile invece ricavare la nozione di differenti falde calabridi caratterizzate da differenti terreni cristallini antichi e soprattutto da differenti successioni sedimentarie mesozoiche ricoperte in trasgressione da un flysch tardiorogeno, e cercare di ritrovare le stesse unità in Calabria in base alle notizie della letteratura.

In questo modo si trova che su terreni cristallini di tipo filladico si ha trasgressiva la successione di soglia relativamente subsidente del Mesozoico-Paleogene di Rossano, ben descritta dagli autori e da tutti confrontata col Mesozoico di Longi e di Taormina (STURANI, 1968; OGNIBEN, 1969; 1971). Ciò costituisce una prima indicazione per l'esistenza in Calabria di una unità confrontabile con la Falda di Longi (OGNIBEN, 1960) della Sicilia nordorientale, come verrà esaminato più avanti.

Ancora su terreni filladici, generalmente contraddistinti dall'inclusione di masse e filoni granitici, si ha la successione di soglia non subsidente del tardo Giurassico e talora Cretaceo di Amantea, Martirano, Tiriolo, M. Consolino di Stilo, M. Mùtolo ecc., nettamente differente da quella precedente e confrontabile con quella della peloritana Falda di Galati (STURANI, 1968; OGNIBEN, 1969: 1971). E' una prima indicazione dell'esistenza di questa falda anche in Calabria, come verrà esaminato più avanti.

I terreni cristallini ad alto grado metamorfico, privi a quanto sembra di una peculiare successione sedimentaria mesozoica su di essi trasgressiva, costituiscono sia in Sicilia che in Calabria settentrionale la Falda dell'Aspromonte. Per le notizie finora disponibili questa dev'essere considerata presente da un capo all'altro della Calabria, e con essa vanno probabilmente in gran parte riuniti i graniti della Sila e della Serra S. Bruno che tutti gli autori riconoscono alla sommità della successione cristallina, mentre altri graniti appaiono chiaramente connessi con terreni filladici.

Rimane infine la singolare unità degli « scisti micacei bianchi » o « unità di Castagna » degli autori francesi. A quasi tutti gli autori appare chiara la sua posizione tra sottostanti terreni filladici di tipo vario ed i sovrastanti terreni cristallini della Falda dell'Aspromonte. Da COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970) appare il grado epizonale del metamorfismo e la loro connessione intima con termini filladici. Questi dati petrografici ed il livello nell'edificio strutturale sembrano confrontabili con quelli della Falda di Mandanici (OGNIBEN, 1969; 1971) della Sicilia nordorientale, con la riserva che in quest'ultima non sono state riconosciute se non filladi di epizona profonda, e non ortogneiss e metarcosi come sembrano invece prevalere in Calabria.

Infine, le successioni sedimentarie delle varie falde calabridi in Sicilia comportano come termini più recenti l'eocenico Flysch di Frazzanò nella Falda di Longi e depositi detritici eocenici nella Falda di Galati. Sulle varie falde si stende in trasgressione l'oligo-miocenico Flysch di Capo d'Orlando, ricoperto a sua volta dalle Argille Variegate del Complesso Antisicilide seguite dalle calcareniti burdigaliano-elveziane del Complesso Post-antisicilide (OGNIBEN, 1960; 1971). Il tutto risulta poi trasportato assieme con le falde sicilidi in epoca corrispondente al passaggio Elveziano-Tortoniano e

ricoperto in trasgressione da terreni della zona a *Globorotalia menardii*, che mancano al di sotto delle falde. Pertanto il Flysch di Capo d'Orlando va catalogato tra i flysch tardiorogeni e va considerato parte del Complesso Calabride, entro il cui ambito è stato sedimentato. Potrebbe a rigore esser considerato come un complesso a parte, postorogeno rispetto ai ricoprimenti intracalabridi e perciò «Post-calabride», ma sembra più opportuno economizzare sulla nomenclatura.

Orbene, nella successione sedimentaria del Rossanese si arriva verso l'alto a sedimenti fliscioidi eocenici, e sulle falde calabridi appaiono trasgredire depositi dapprima molassici e poi fliscioidi oligo-miocenici forse nel Catanzarese e certamente nel versante ionico della Calabria meridionale, ricoperti in quest'ultima zona da argille variegate e da depositi-infra-mediomiocenici a queste sovrastanti. Si tratta di chiari equivalenti del Flysch di Capo d'Orlando, del Complesso Antisicilide e del Complesso Post-antisicilide, e come tali verranno ricordati nel presente lavoro.

Il complesso di notizie disponibili sulla Calabria si presta pertanto abbastanza bene al riconoscimento di un quadro strutturale simile a quello del Complesso Calabride dei Peloritani; in mancanza di rilievi specifici sufficientemente accurati ed estesi questa rimane la soluzione più logica. Inoltre ci si trova in una zona assialmente continua con i Peloritani da una parte e col Massiccio Calabro-Lucano dall'altra, e la sovrapposizione ad un complesso ofiolitifero, la presenza di più esterne successioni di soglia subsidente (Rossano), di meno esterne successioni di soglia non subsidente (Amantea, Martirano, Tiriolo ecc.) ed infine di sommitali e quindi interni terreni a metamorfismo profondo, adiacenti alle ancor più interne zone ad alta gravità del basso Tirreno, rientrano chiaramente nelle caratteristiche dei cosiddetti « massicci interni » delle fasce orogeniche altrove conosciute. Si tratta di strutture relativamente abbastanza conosciute e variamente interpretate, la cui esistenza tuttavia è un fatto che precede e condiziona qualsiasi spiegazione teorica, anche se a prima vista non sembra molto in accordo con punti essenziali della « plate tectonics ».

Il nome di « Complesso Calabride » deriva dalle « Kalabrische Decken » di Quitzow (1935 a), che per primo le ha descritte sia in Calabria che nei Peloritani contrapponendole alla fossa dell'Appennino Meridionale, in modo molto più specifico e dettagliato che non Limanowski (1913).

La Falda di Longi nella letteratura

Cortese (1895) descrive la serie del Fiume Trionto come: anageniti della parte alta del Lias inferiore, trasgressive sulle filladi; calcari grigio-nerastri a brachiopodi del Lias inferiore terminale, identici a quelli di Taormina; calcare marnoso grigio del Lias medio; conglomerati basali, marne e calcari dell'Eocene inferiore, trasgressivi sulle filladi. Fucini (1896) dedica alla zona di Rossano una monografia con carta geologica dal F. Crati al Fiume Nicà presso Scala Coeli. La base della successione sarebbe costituita dal granito, con una copertura di « rocce cristalline schistose » e poi di « schisti idromicacei e carboniosi » ossia di filladi, sulle quali segue la successione mesozoica che nelle vicinanze di Longobucco ricopre direttamente anche scisti cristallini e granito. La base della successione è data da puddinghe rosso vinaccia a cemento quarzoso, seguite da calcari neri a brachiopodi del Lias inferiore analoghi a quelli di Taormina, da calcari grigi a coralli e crinoidi del Lias medio, da calcari marnosi grigi e rossastri con Harpoceratidi analoghi a quelli di Taormina, da calcari rossi e grigi a crinoidi e granelli di quarzo del Dogger, ed infine da un lembo di calcari semicristallini a *Pseudochaetetes* trasgressivi a Bocchigliero sul Lias inferiore e riferibili al Titonico. Sulla successione mesozoica, oppure direttamente sulle filladi, trasgredisce il conglomerato basale eocenico seguito da calcari e brecciole nummulitiche più o meno marnosi e « schistosi » ossia alternanti con strati pelitici.

Per quanto riguarda la tettonica, Fucini (1896) considera tutti questi terreni in posizione normale. Non gli sfugge però che tra Cropalati e Puntadura « le filladi sembrano dover andare a ricoprire i calcari dell'Eocene medio »; che « molta parte del terreno liassico a destra del Trionto è racchiuso in una larga sinclinale degli strati filladici i quali lo hanno stipato contorcendolo in vario modo »; che « fra la Croce di Apri ed il Monte Palèparto le rocce liassiche si trovano come fra mezzo a due muraglie di granito fra le quali formano un'altra piega sinclinale a strati molto raddrizzati ». Col senno di poi fornito da altri dati, in queste notazioni è possibile vedere delle finestre tettoniche.

La stessa zona è rivista in dettaglio da Di Stefano (1904), che ripete la successione liassica di anageniti rosso-vinaccia, calcari nerastri a brachiopodi (Lias inferiore alto), calcari rossi a crinoidi del Lias medio, calcari marnosi grigio-azzurrognoli

con marne e arenarie (Lias superiore, mentre erano Lias medio per FUCINI, 1896), calcari a crinoidi con granelli di quarzo del Dogger, calcari staterellati con noduli di selce e con Aptici del Titonico a Sant'Onofrio (mentre il preteso Titonico di Bocchigliero secondo FUCINI, 1896, apparterebbe al Lias inferiore). Trasgressiva sul Cristallino e sul Mesozoico si ha infine una formazione eocenica di marne grigie o rosse con brecciole nummulitiche e con arenarie nummulitiche « compresa nelle pieghe delle rocce cristalline » nella valle del Colognati, e dotata di un conglomerato basale molto caratteristico, trasgressivo sulle filladi presso Paludi dove prevalgono le brecciole nummulitiche ed i calcari marnosi. Dai lavori di FUCINI (1896) e di DI STEFANO (1904) risulta largamente ridotto l'Eocene di CORTESE (1895) e soprattutto la parte arenacea di esso, da questi studiosi largamente riferita alla serie liassica. ONETTI (1915) conferma la « perfetta identità » fra la formazione dei calcari neri del Lias più o meno alto di Rossano con quella di Taormina, completando lo studio delle faune ammonitiche sulla cui base questa identità era già stata affermata da FUCINI (1892), GRECO (1894) e DI STEFANO (1886-87).

Questi sono i maggiori contributi originali alla stratigrafia del sedimentario preorogeno del Rossanese. QUITZOW (1935 a) riprende i dati di DI STEFANO (1904) parallelizzando la successione di Rossano, lacunosa nel Dogger superiore-Malm inferiore e nel Cretaceo, con quelle più complete di Taormina e di Sant'Agata di Militello ai due estremi dei Peloritani, e riferendo le varie formazioni a singoli piani. Conglomerati rossi basali e calcari neri a brachiopodi rappresenterebbero il Sinemuriano, i calcari rossi a Crinoidi lo Charmoutiano, i calcari marnosi con marne sabbiose ed arenarie (oltre 300 m) il Toarciano, i calcari sabbiosi e conglomeratici a Crinoidi l'Aaleniano, i calcari rossi a brachiopodi il Baiociano, ed infine i calcari selciferi di S. Onofrio (con conglomerati a ciottoli granitici) il Titonico. L'Eocene trasgressivo conglomeratico-calcareo-scistoso-arenaceo di Cropalati, Paludi e valle del Colognati viene attribuito al Luteziano superiore.

VIGHI (1953) descrive soprattutto le rocce cristalline della regione di Longobucco: filladi, rocce di contatto, granito, quarzomonzoniti, porfidi, pegmatiti, apliti, lamprofiri, il tutto di età ercinica. Importanti sono le evidenze di spostamento alpino verso NE che egli rileva nella massa delle plutoniti, con cataclasi e miloniti nel Cristallino e pieghe nel Mesozoico (fig. 67).

AFCHAIN (1962) ricorda brevemente la successione mesozoica del bacino di Longobucco, sulla quale osserva in trasgressione conglomerati a grandi elementi cui segue una formazione argilloso-arenacea che si arricchisce in calcari verso l'alto e che contiene un'associazione a globigerine, macroforaminiferi e litotamni, fra cui *Distichoplax biserialis* PIA la cui abbondanza indicherebbe un'età basso-eocenica, probabilmente paleocenica.

OGNIBEN (1962) osserva che al di sopra del cristallino di Rossano « lembi più o meno estesi di formazione calcareo-marnose a brecciole nummulitiche, del tipo delle formazioni calcescistose descritte per la Sicilia (OGNIBEN, 1960) sono ben visibili sulla strada statale N. 177 presso Paludi ».

Il più specifico studio recente del Rossanese è tuttora quello di MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64), con una cartina al 100.000 da un originario

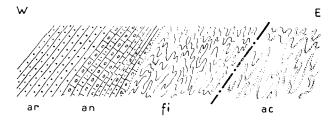



FIG. 67 — Faglia di accavallamento di filladi premesozoiche (fi) ed anageniti ed arenarie liassiche (an, ar) su sedimenti del Lias superiore (ac), di fronte al Castelluccio sulla riva sinistra del Trionto secondo VIGHI (1953).

— Inverse fault with pre-Mesozoic phyllites (fi) and Liassic anagenites and sandstones (an, ar) riding over Upper Liassic sediments at Castelluccio on the left bank of Trionto River according to VIGHI (1953).

rilevamento al 25.000. Essi osservano la caratteristica alterazione fossile del Cristallino silano qui costituito prevalentemente da *filladi* passanti a quarziti, talora in posizione stratigrafica anomala rispetto al *granito*, talaltra con evidenze di metamorfismo di contatto rispetto a quest'ultimo rappresentato da termini quarzomonzonitici, granitici e granodioritici.

Sul Cristallino trasgrediscono *arenarie ed anageniti* a stratificazione incrociata con frustoli vegetali, ostreidi e pettinidi, seguite da *calcari neri a brachiopodi* del Lias inferiore alto, da potenti ma arealmente limitati *conglomerati* trasgressivi del Lias medio, da una potente (500-700 m) *formazione calcareo-marnoso-arenacea* del Lias medio e superiore concordante con la precedente, da *calcari rossi a crinoidi* del Lias superiore in parte conglomeratici ed estendentisi fino a trasgredire direttamente sul Cristallino.

Infine si ha, trasgressivo sul Cristallino e sui calcari marnosi del Lias medio-superiore nonché sui calcari a crinoidi del Lias superiore, un caratteristico *conglomerato basale* rossastro con cemento a microfaune cretaceo-eoceniche cui segue un *flysch marnoso-arenaceo* con brecciole calcaree potente « al più qualche centinaio di metri », equivalente alle « formazioni calcareo-marnose » segnalate da OGNIBEN (1962) e passante a marne scagliose (« *scaglia rossa* ») verso E, con nummuliti e microfaune dell'Eocene inferiore basso fra il T. Colognati ed il F. Trionto e dell'Eocene inferiore alto sul T. Laurenzana, nonché del Maestrichtiano a S di Paludi, con « klippen sedimentari » dello stesso flysch e ammassi caotici tipo Wildflysch. Nella di sovrascorrimento del Cristallino). Nella cartina detta linea appare inoltre continuare da M. Palèparto verso N. Un'altra sottostante linea di sovrascorrimento porta le filladi sopra i calcari liassici fra la Croce di Farneto e M. Polarino, estendendosi verso N e verso SE. Infine un'estesa linea di sovrascorrimento porta il Cristallino su sedimenti liassici od eocenici lungo la valle del Colognati da Forno a S. Onofrio e di qui alla valle dell'Otturi, a Paludi, al Cozzo della Cresta a SW di Cropalati, al M. Basilicò a SW di Caloveto e di qui ancora verso Est. Concludendo si può dire che dalla cartina e dal testo di MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64) i sedimenti mesozoici ed eocenici appaiono generalmente trasgressivi sulle filladi e sovrascorsi dai

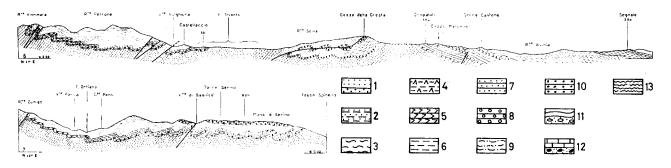



FIG. 68 — Sezioni trasversali nelle valli del Trionto e dell'Ortiano secondo MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64). *Calabriano:* 1 - sabbie, argille e conglomerati trasgressivi; *Miocene superiore:* 2 - Molasse, 3 - Argille scagliose alloctone, 4 - Argille gessifere e salifere, 5 - Calcari concrezionati silicei; *Miocene medio;* 6 - Argille grigio azzurre, 7 - Arenarie a Clipeastri, 8 - Conglomerati basali; *Cretaceo sup.-Eocene inf.:* 9 - Flysch marnoso-arenaceo, 10 - Conglomerati trasgressivi; *Lias sup. medio:* 11 - Formazione calcareo-marnoso-arenacea, Conglomerati trasgressivi; *Lias inf.:* 12 - Calcari neri a brachiopodi, Arenarie ed anageniti; *Cristallino:* 13 - metamorfiti.

— Transverse sections in the Trionto and Ortiano valleys according to MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64). *Calabrian:* 1 - sand, shales and transgressive conglomerate; *Upper Miocene:* 2 - Molasse, 3 - Allochtonous scaly shales, 4 - Gypsiferous and saliferous shales, 5 - Siliceous limestones; *Middle Miocene:* 6 - Grey-blue shales, 7 - *Clypeaster* sandstones, 8 - Basal conglomerate; *Upper Cretaceous-Lower Eocene:* 9 - Marly-arenaceous flysch, 10 - Basal conglomerate; *Upper-Middle Liassic:* 11 - Marly-calcareous-arenaceous formation, Basal conglomerate; *Lower Liassic:* 12 - Brachiopod black limestone, Sandstone and anagenites; *Basement:* 13 - metamorphites.

valle del Colognati vengono attribuiti all'Eocene i due grandi lembi di *calcari selciosi con diaspri policromi* di S. Onofrio, assieme con minori lembi a SW di Paludi e sul T. Laurenzana, escludendo in base ai « rapporti stratigrafici » di questa tormentatissima regione l'attribuzione al Titonico fatta da DI STEFANO (1904) sulla molto miglior base del ritrovamento di Aptici e Belemniti.

Pur mostrando una complessiva tendenza autoctonista, gli autori segnalano il generale sovrascorrimento del Cristallino silano sui sedimenti liassici con vergenze verso NE e verso E lungo una linea M. Palèparto-Longobucco-Serra Pomieri-Serra di Cozzolla (fig. 68, dove la sinclinalina non sovrascorsa dal Cristallino in regione Vinnimata appare smentita dalla cartina geologica degli stessi autori, nella quale il Mesozoico termina sotto la superficie graniti. Si hanno inoltre segnalazioni di trasgressione del sedimentario sui graniti specialmente a N di Longobucco, di fenomeni di contatto tra filladi e graniti, nonché di sovrascorrimento sul Mesozoico di filladi prive di copertura sedimentaria da Longobucco verso SE. Si deve pertanto ammettere che esistano anche graniti legati alle filladi del substrato di trasgressione del Mesozoico e dell'Eocene, oltre ai graniti certamente sovrascorsi sull'insieme come quelli di M. Palèparto e dell'intera coltre silana. Un giudizio definitivo si potrà avere solo mediante nuovi dettagliati rilievi partenti da ipotesi di lavoro mobiliste anziché fissiste come per il passato.

Per le vicinanze di Pietrapaola e Mandatoriccio COTECCHIA (1963) accenna ad un Cristallino costituito da filladi, rocce di contatto e graniti, con tra-

sgressivi conglomerati basali ed un'alternanza argilloso-arcosica a facies fliscioide con nummuliti, giudicata rappresentare la continuazione dell'Eocene del Rossanese. Vien ricordato il lembo di calcari rossi a crinoidi a 2 km a Sud di Mandatoriccio già segnalato da FUCINI (1896).

DUBOIS & AFCHAIN (1966) segnalano una scaglia di calcare ad Aptici e lamellibranchi pelagici probabilmente del Dogger entro il granito della Sila a circa 5 km ESE di Acri. DUBOIS (1966 d) rettifica su basi litologiche l'attribuzione cronologica della stessa scaglia facendone un equivalente dei livelli eocenici della valle del Colognati, entro il quale « sono rimaneggiati i calcari giurassici ad Aptici e a filamenti ». L'interesse della segnalazione sta soprattutto nel fatto che i materiali sedimentari della Falda di Longi vengono qui ritrovati in relazione sia pure di carattere tettonico con i soli graniti anziché con le filladi.

AFCHAIN (1966) rettifica i dati forniti in AFCHAIN (1962) riportando datazioni cuisiano-luteziane per l'Eocene di Rossano, che ne risulta pertanto ringiovanito.

STURANI (1968) inquadra i dati esistenti sul Giurese del « massiccio calabro-peloritano », distinguendo una « serie di Capo Sant'Andrea-Gallodoro » presente nelle unità tettoniche più basse e quindi presumibilmente originatesi da aree più esterne: *formazione arenaceo-conglomeratica* continentale trasgressiva sulle filladi, *calcari a brachiopodi* del Sinemuriano, *calcari encrinitici a ciottoletti di quarzo* del Lias medio (Carixiano-Domeriano), *calcari encrinitici rossi* a brachiopodi del Toarciano superiore-Aaleniano, *lumachella « a Posidonia alpina »* del Bajociano superiore, cui segue una caratteristica lacuna ad hard-grounds manganesiferi, e poi *calcari di tipo « rosso ammonitico »* dell'Oxfordiano superiore-Kimmeridgiano, ed infine *calcari micritici* a Calpionelle, aptici e belemniti del Titonico, coperti da un nuovo hard-ground corrispondente alla lacuna del Cretaceo inferiore sottostante alla « scaglia ». A questa serie corrisponderebbero quella di Longi e quella dei klippen sedimentari inseriti nelle marne scagliose eoceniche di M. Ùcina nei Peloritani, nonché la serie affiorante presso Cropalati e nel T. Colognati con Giurassico « fortemente condensato, con calcari rossi a crinoidi, brachiopodi ed ammoniti dell'Aaleniano inferiore, su cui poggiano direttamente le marne del Cretaceo sup.-Eocene; nell'insieme vi è una notevole analogia con la serie di Capo S. Andrea-Gallodoro ».

Tettonicamente sovrapposta si ha la successione di Taormina: *formazione arenaceo-conglomeratica* trasgressiva sulle filladi, *calcari scuri a brachiopodi*, *calcari chiari oolitici* passanti lateralmente a dolomie sterili, *calcari scuri* a patina fulva a brachiopodi del Carixiano inferiore. Seguono *alternanze di calcari scuri a fucoidi e marne* del Carixiano (« strati a Leptaena » dei vecchi autori), *calcari marnosi grigi a fucoidi* del Domeriano, *marne rosse e verdi* del Toarciano, *marne cineree* dell'Aaleniano, *marne, calcari silicei e diaspri* del Dogger-Malm e infine *calcari micritici chiari* con selci nere a Calpionelle del Titonico-Neocomiano (cui seguono le marne scagliose supracretacico-eoceniche). La stessa successione si ritroverebbe ad Alì e a M. Ùcina nei Peloritani, nonché nell'unità tettonica di Longobucco sovrascorsa su quella di Cropalati. A Longobucco si hanno arenarie e conglomerati continentali, calcari arenacei scuri a brachiopodi del Sinemuriano sup.-Carixiano basale, potenti depositi calcareo-arenacei (500-700 m) del Domeriano più terrigeno che non a Taormina e localmente trasgressivo sulle filladi; seguono marne micacee rosse del Toarciano, calcari silicei, marne e diaspri varicolori del Dogger-Malm in giacitura di klippen sedimentari entro le marne cretaceo-eoceniche dell'unità di Cropalati. STURANI (1968) conclude per una caratterizzazione del margine meridionale dell'originale dominio calabride in base ad una prima trasgressione hettangiana su facies detritiche continentali sovrapposte al Cristallino; seguirebbe un Lias inferiore neritico a facies variabile, mentre nel Lias medio si delineerebbe una soglia meridionale non subsidente a depositi prima neritici e poi pelagici (calcari encrinitici, lumachella « a *Posidonia alpina* », calcari rossi ammonitici, calcari a Calpionelle, con la caratteristica lacuna fra Dogger e Malm); più all'interno si avrebbe una fossa caratterizzata da successioni più continue di ambiente più profondo, con subsidenza dapprima rapida (Domeriano) e poi rallentata (Lias superiore-Malm); ancor più all'interno seguirebbe un'area caratterizzata dalla trasgressione del Titonico di scogliera (= Falda di Galati).

La ricostruzione di STURANI (1968) è basata su buoni dati anche inediti per la regione di Taormina; per le regioni di Longi-M. Ùcina e di Longobucco-Cropalati occorre invece una verifica per mezzo di accurati rilevamenti perché le ricognizioni finora eseguite non confermano la presenza di due unità tettoniche sovrapposte a Longi-M. Ùcina (tranne che per i klippen sedimentari) e perché il Giurassico di Cropalati sembra conservato in scaglie tettoniche eccessivamente limitate. Tuttavia nell'insieme il sedimentario della Falda di Longi

ne esce ben caratterizzato, anche se la distinzione in due serie diverse sembra troppo polarizzata sui livelli del Lias medio.

OGNIBEN (1971, originariamente datato 1968) ricorda che la lacuna mesogiurassica (Bajociano superiore-Oxfordiano) della zona di Gallodoro-Capo Sant'Andrea sembra mancare nella sovrastante e quindi più interna zona di Taormina, mentre « nella zona di Galati Mamertino-Longi-S. Agata di Militello al limite W dei Peloritani, e così pure in quella di Rossano-Longobucco nella Calabria settentrionale, le condizioni di tettonizzazione terziaria e le incerte conoscenze stratigrafiche rendono impossibile riconoscere la fase tettonica mesogiurassica ». Ricorda inoltre l'età prossima al limite Eocene-Oligocene della sovrapposizione dei vari ricoprimenti calabridi fra loro (*Falda di Longi* a successione sedimentaria infraliassico-supraeocenica, *Falda di Galati* a sedimentario titonico di scogliera-eocenico, *Falda di Mandanici* a cristallino di epizona profonda con scaglie di calcari a Calpionelle, *Falda dell'Aspromonte* a terreni granitici o di alto grado metamorfico, *klippen sedimentari* entro la scaglia eocenica del M. Ùcina nei Peloritani occidentali), e l'età mediomiocenica della traslazione definitiva del complesso di falde calabridi e di quelle sottostanti sopra più esterne zone miogeosinclinaliche ai limiti con l'avampaese, prima della trasgressione postorogena del Tortoniano basale.

Per DUBOIS (1970) il Lias calcareo di Longobucco trasgredirebbe con l'intermezzo delle anageniti sui graniti e sulla copertura filladica della « falda calabrese superiore » comprendente le rocce ad alto grado metamorfico, mentre l'Eocene di Paludi-valle del Colognati sarebbe un deposito postorogeno rispetto alla messa in posto della falda stessa, a sua volta ricoperto da un tardivo sovrascorrimento Acri-S. Onofrio-Caloveto. I lembi calcareo-selciosi ad Aptici e Calpionelle della valle del Colognati non sarebbero dei klippen sedimentari entro le marne eoceniche, ma delle scaglie strappate dal tardivo ricoprimento granitico Acri-Caloveto al substrato « autoctono relativo » di calcari a Calpionelle e radiolariti di Terranova da Sibari-Spezzano Albanese (e pertanto sarebbero di pertinenza liguride, nella terminologia del presente lavoro).

DUBOIS (1971 a) sintetizza le sue vedute sul Rossanese con una figura che mostra (fig. 69) una falda silana con fronte a SW e con base che taglia obliquamente la sua successione, dal basso all'alto e dalla fronte a SW verso la radice a NE, di granuliti, kinzigiti, anatessiti a cordierite, graniti carboniferi, filladi, serie liassica calcarea. Sarebbero pertanto conservati i rapporti di epoca ercinica fra i terreni compresi tra la base della falda e la copertura sedimentaria.

BARBERA LAMAGNA (1970; 1971) studia le faune ammonitiche del Rossanese traendone conclusioni sulle differenti condizioni ambientali di sedimentazione ai vari livelli. Nel Lias medio si sarebbe avuta profondità ridotta con frequenti apporti terrigeni; nel Toarciano una facies decisamente marnosa o calcareo-marnosa tipo « rosso ammonitico »; nell'Aaleniano e Baiociano calcari rossi a lumachella, con hard-grounds. Il passaggio Lias-Dogger si sarebbe pertanto svolto in ambiente di periscogliera.

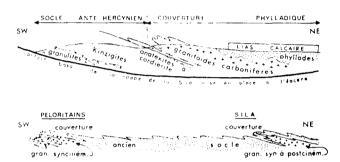



FIG. 69 — Interpretazione delle strutture erciniche dell'assieme calabro-peloritano secondo DUBOIS (1971 a). *In alto:* struttura schematica del massiccio della Sila. *In basso:* interpretazione degli eventi tardo-ercinici nell'assieme calabro-peloritano lungo una sezione dalla Sila ai Peloritani centrali.

— Interpretation of Hercynian structures of Calabria-Peloritani according to DUBOIS (1971 a). *Above:* schematic structure of the Sila. *Below:* interpretation of late Hercynian events along a section from Sila to central Peloritani Mts.

La conclusione che sembra ricavarsi dalle notizie e dai quadri dei vari autori si riassume nei seguenti punti:

1) effettivamente il sedimentario di Rossano, in tutta la sua estensione da Acri a Mandatoriccio, mostra le caratteristiche principali di quello del Taorminese e della regione Galati-Longi-S. Agata di Militello, sia pure con maggiori apporti terrigeni, maggiori lacune stratigrafiche e maggiore separazione fra i terreni mesozoici e quelli eocenici. La trasgressione infraliassica o comunque liassica qualifica tutte queste successioni come facenti parte di una isopica area calabride esterna a sedimentazione di soglia relativamente subsidente, in confronto con le interne aree a trasgressione titonica o con quelle ancor più interne di terreni antichi ad alto metamorfismo privi di copertura sedimentaria preorogena;

2) la presenza di numerosi lembi di Mesozoico della Falda di Galati (trasgressione supragiuras-

sica!) in aree più interne (Amantea, Martirano, Tiriolo, Catanzaro ecc.) ed in livelli sicuramente sottostanti ai gneiss e graniti silani sembra escludere che sia per il Mesozoico di questi lembi che per quello a facies più esterna del Rossanese si possa parlare di copertura sedimentaria della « falda calabrese superiore » dei gneiss e graniti (Falda dell'Aspromonte del presente lavoro);

3) lo studio geologico più dettagliato (MAGRI, SIDOTI & SPADA, 1963-64), abbondantemente confermato in vari particolari soprattutto da DI STEFANO (1904) e da DUBOIS (1970), mostra che effettivamente il Mesozoico e l'Eocene di Rossano emergono quasi sempre da sotto il Cristallino granitico o filladico. Non vi è dubbio che un rilievo geologico avvertito dell'ipotesi mobilista estenderebbe le linee di ricoprimento già così continue in MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64) ed in DUBOIS (1970);

4) allo stesso tempo sembra certo che il substrato di trasgressione non sia dato dalle sole filladi come nel Taorminese e nei Peloritani occidentali, ma anche dal granito. Soprattutto i lembi sedimentari dell'alto Colognati e di Acri sembrano trovarsi in questa situazione, ma essa sembra verificarsi anche altrove. Potrebbe tuttavia trattarsi sempre di rapporti tettonici, perché l'esperienza insegna quanto sia difficile l'osservazione dei rapporti sedimentari originari in zone di tettonica a scaglie;

5) un ulteriore appoggio all'idea che il substrato del Mesozoico ed Eocene rossanesi sia dato sia da filladi che da graniti in esse intrusi è costituito dalla segnalazione di termini di contatto da gneissici a cornubianitici ad opera di quasi tutti gli autori in modo che non lascia dubbi, specialmente fra S. Onofrio e Rossano. La cartina di DUBOIS (1970) mostra (v. addietro fig. 19) le zone di filladi con filoni microgranitici a S di Bocchigliero in modo da far presumere sopra il granito silano una copertura filladica indipendente dalle filladi che servono di substrato alla trasgressione infraliassica, mentre la cartina di MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64) mostra le stesse filladi fra Longobucco e le zone a Sud di Bocchigliero come tettonicamente indipendenti sia dal Mesozoico di Longobucco che dal granito silano. Anticipando dal capitolo che segue, dalla Carta Geologica al 25.000 si ricava una terza e forse più verosimile rappresentazione in corrispondenza del versante che dal M. Pettinascura scende ad Est verso il fondovalle del Lese, e cioè di una vasta area migmatitica in seno agli scisti e gneiss muscovitico-biotitico-andalusitici sovrastanti alle filladi.

La Falda di Longi nella Carta al 25.000

Si è cercato di interpretare in base ai cinque punti qui sopra enunciati la Carta Geologica al 25.000, che costituisce un insostituibile punto d'appoggio per qualsiasi quadro geostrutturale a grande scala, nonostante la perdurante indisponibilità delle singole note illustrative (al Dicembre 1972) e lo stadio di conoscenze piuttosto quitzowiano che si rivela già nella legenda. Anche la sbrigatività che talora traspare nel rilievo geologico nulla toglie al fatto che si tratta comunque della più dettagliata base disponibile per una sintesi regionale. Il relativo patrimonio concettuale è in una relazione generale di BURTON (1971). Rientrano nella Falda di Longi del presente lavoro:

a) le *filladi del Gruppo* 1 (per la parte del foglio Rossano) interposte fra gli « scisti biotitici e gneiss » e i sedimenti mesozoici, date da scisti pelitici con occasionali banchi di calcare cristallino, intruse e metamorfosate dai graniti della Sila con sviluppo di cornubianiti e scisti biotitici ad andalusite;

b) i sedimenti della *facies orientale* (per la parte del foglio Rossano). Iniziano con alternanze di arenaria, conglomerato ed argille potenti al massimo 70 m, di colore da rosso a giallo-bruno a grigio. Al di sopra si hanno 1700 m di calcari sottilmente stratificati con qualche fascia di calcari oolitici e conglomerati, con diffusa sostanza carboniosa, di età da liassica a mediogiurassica, e per un isolato affioramento cretacea. Segue un'alternanza di calcari sabbiosi, arenarie calcaree e marne rosse e verdi con microfaune di età da paleocenica ad infraeocenica.

Nelle filladi si hanno estesi fenomeni di contatto col granito, il che indica che questo venne intruso in livelli elevati della crosta terrestre, e non si hanno invece fra il granito ed i vicini scisti e gneiss di catazona. Ciò sembra indicare, secondo lo scrivente del presente lavoro, che si abbia una massa granitica nella Falda di Longi e che quest'ultima costituisca un'unità tettonicamente separata dai contigui scisti e gneiss di catazona.

Esaminando le singole tavolette della Carta al 25.000, e partendo dall'estremo settentrionale degli affioramenti rossanesi, si nota fra Rossano e S. Onofrio il contatto termometamorfico costantemente segnalato dagli autori. Sulle filladi contattometamorfiche appaiono sicuramente trasgressivi i depositi sia liassici che eocenici caratteristici della successione della Falda di Longi: pertanto si conferma che in questa regione questa unità deve com-

prendere anche rocce granitiche al di sotto delle filladi e del sedimentario.

Vi sono tuttavia certamente anche rocce granitiche al di sopra di questi ultimi terreni. Nella valle del Colognati sembra evidente una sovrapposizione di granito su depositi eocenici e su « granito brecciato permeato di calcare marino » ossia su conglomerati di trasgressione. Questa linea di sovrapposizione continua verso W e nella tavoletta S. Giorgio Albanese si allineano in questa direzione i « graniti brecciati permeati di calcare marino » della legenda, mentre i lembi filladici di copertura si osservano sul granito a N della linea di sovrascorrimento e non a S di essa. Verso l'angolo NW della tavoletta è invece visibile nella morfologia di superficie una chiara sovrapposizione di gneiss biotitici e granatiferi da S. Giacomo d'Acri a Corigliano Càlabro sui graniti sottostanti al sovrascorrimento della valle del Colognati.

La stessa giacitura di copertura sembra apparire dalla morfologia superficiale degli affioramenti gneissici nella tavoletta S. Demetrio Corone lungo la linea Croce di Serralunga-Vallone di Macchia-Duglia. Si arriva così nella tavoletta Acri dove i graniti sembrano affiorare da sotto i gneiss nella semifinestra Acri-Ponte Mucone, e poi da loc. Marullo e loc. Rondinelle fino al Vallone del Monaco ed alle miloniti granitiche del ponte sul Mucone fra loc. Crocione e loc. Buriello. Da questo punto (fig. 70) il granito appare sovrascorso dalle migmatiti di Serra Canaletto, forse collegabili col granito di Serra Policastrello, con le migmatiti di Colle Palancata e con i gneiss di Colle Tufara-Serra la Capra su cui poggiano i graniti di Costa Spagnola-Colle Petrarella-M. Palèparto. Si comprende in questo modo il significato dell'affioramento segnalato come giurassico da DUBOIS & AFCHAIN (1966) a 5 km ESE Acri fra i limiti ettometrici 11,4-11,5, riportato nella Carta al 25.000 come « calcari cristallini in piccoli affioramenti non cartografabili » in loc. Pietro Cuoco alla base della lama gneissico-migmatitica di Colle Tufara-Serra

FIG. 70 — Schema geologico della regione di Rossano, con indicazione del probabile ricoprimento della Falda dell'Aspromonte sulla Falda di Longi, e dell'intercalazione tettonica in quest'ultima della lama granitica del T. Colognati.

— Geological scheme of Rossano area, indicative of the likely overthrust of Aspromonte Nappe above Longi Nappe, and of the granitic Colognati River scale tectonically intercalated in the latter.

la Capra. Esso è stato poi interpretato da DUBOIS (1966 c) come eocenico, e forse costituisce in realtà un miscuglio tettonico di vari materiali del sedimentario di Rossano a giudicare dalle descrizioni.

Nella tavoletta M. Palèparto la falda granitico-gneissica sovrastante alla linea di scorrimento sul sedimentario della linea Acri-Colognati e sui graniti di Rossano sembra chiudersi fra i conglomerati liassici di M. Palèparto stesso ed il « granito brecciato permeato di calcare marino » del fondovalle del Colognati giungendo fino a Cognale del Pero, a giudicare dal fatto che i calcari del Lias inferiore del versante SE del Colognati sembrano giacere sopra il granito del basso versante del Colognati, che pertanto dovrebbe appartenere alla falda inferiore. Non va tuttavia dimenticato che MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64) disegnano questa sovrapposizione come un contatto tettonico anziché di trasgressione, ed in questo caso il granito del versante SE del Colognati sarebbe una lama tettonica, e pertanto non necessariamente appartenente alla falda sottostante oppure a quella sovrastante.

Verso SE l'area granitica della Falda di Longi proposta dal presente lavoro, estesa da Corigliano Càlabro ad Acri e di lì a S. Onofrio e Rossano, fa posto al Mesozoico di Rossano. Da M. Palèparto alle Tempe dei Partini al Cozzo della Vitalba al Cozzo di Macchiafarna gli strati liassici raddrizzati o rovesciati sporgono in creste a causa della facile erodibilità del granito. Ma già 1 km ad E di Longobucco al Vallone Righinella fra i sedimenti liassici ed il granito appaiono filladi sopra le quali poggiano micascisti ad alto grado metamorfico, forse di contatto, con un lembo di calcare arenaceo cretaceo (forse eocenico?) pizzicato in loc. Manca delle Donne, in un assieme di rocce cristalline evidentemente sovrascorse che sembrano poggiare sia qui che a Cozzo Stella sopra le filladi. Da MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64) queste ultime vengono rappresentate presso Longobucco come una lama compresa tra due superfici di sovrascorrimento, sia verso i calcari liassici che verso le « plutoniti ». Nella tavoletta Fossiata il sommario rilevamento della Carta al 25.000 mostra solo che gli strati liassici sono rovesciati, mentre il granito sembra ammantato di micascisti e migmatiti in posizione elevata rispetto alle filladi culminanti al Destro di Pugliesi. Tuttavia le filladi appaiono come sicuro substrato dei sedimenti liassici da queste zone verso NE, sia verso Rossano che nella tavoletta Pietrapaola, affiorando per mezzo di ripetute scaglie vergenti a NE con incluse masse granitiche che affiorano a Pietrapaola e più a S nel Fosso Cupone.

La tavoletta Campana accuratamente rilevata e studiata risolverebbe da sola tutti i problemi della geologia del Rossanese. Gli strati liassici appaiono a SW di Bocchigliero pendere verso SW sopra le filladi affioranti in semifinestra nella valle del T. Laurenzana fra Serra di Fruci e Cozzo della Pita e ricoperte dalle miloniti granitiche e gneissiche di Serra Toppale-Cozzo del Ferro-Frallodero-Cozzo Parrotta-Cozzo di Calamacca, sovrastate a loro volta dai graniti di Serra Lissandrelli-Serra Carvieri-Serra del Corvo-Vallone di Muscosaggio-Cozzo del Morto. Sulle filladi si hanno nel fondovalle del F. Nicà presso Campana e poco più a Nord dei calcari marnosi ed arenacei che costituiscono l'estremo affioramento del Mesozoico della Falda di Longi del Rossanese.

Nella tavoletta Umbriàtico, nonostante lo sbrigativo rilevamento che sembra limitato alle foto aeree, appare probabile che le filladi su cui poggiano i calcari liassici di Campagna si immergano sotto i micascisti di Serra Lornarito-Cozzo Sella, per scomparire infine verso SE sotto i depositi postorogeni miocenici di Cozzo di Còrica-Cozzo Cerzullo fra Campagna ed Umbriàtico. Queste filladi costituiscono l'estremo orientale della Falda di Longi in Calabria, salvo a riapparire assieme con graniti in limitati lembi al bordo settentrionale del postorogeno Bacino Crotonese. E' interessante il fatto che la tavoletta Stróngoli segnali affioramenti filladici immergentisi al di sotto di « scisti bianchi », cosa che indicherebbe la presenza in quella zona sia della Falda di Longi che di quella di Castagna in regolari relazioni reciproche.

Nelle tavolette Umbriàtico e Cariati si delinea chiaramente un grande klippe, o semiklippe, di micascisti e gneiss biotitici a Cozzo Tirone-Serra Torracca-Colle dell'Acqua del Ranno-Serra dell'Acero-Bosco Montagna-Candòleo soprano-Vallone Schiena dell'Asino-Serra Zagarelle, con i graniti e le migmatiti di C. Tardìo ad E di Mandatoriccio, di Donnaninna a NE e del Vallone Gazzo a N dello stesso paese. Esso poggia sulle filladi del fondovalle del Vallone di Torracca a SW presso Campana, e su quelle del vallone innominato da la Palazzina sulla S.S.N. 108 ter scendente a Casino Pismataro a S di Scala Coeli, ambedue affluenti di sinistra del F. Nicà. L'approssimativo rilevamento della Carta al 25.000 mostra sempre contatti per faglia.

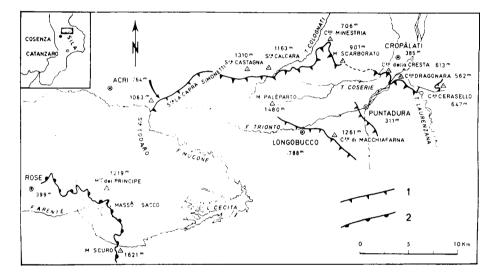
Fra Cropalati, Caloveto, Pietrapaola, Mandatoriccio, Campana e Bocchigliero il Cristallino è

rappresentato solamente da filladi, evidentemente costituenti il substrato di trasgressione della successione giurassica di Bocchigliero-Valle Ginostro-M. Gravina e di quella di M. Colomina-Cozzo Cerasello nonché della formazione eocenica e forse maestrichtiana largamente estesa dall'alta valle del Colognati a Paludi e di qui fino a Mandatoriccio.

Conclusioni sulla Falda di Longi

Le conoscenze disponibili nella letteratura non sono tante da rendere perentoria questa ricostruzione, le cui grandi linee si giustificano tuttavia in base ai cinque punti accennati addietro: successione sedimentaria tipo Longi, posizione esterna rispetto a successioni sedimentarie tipo Galati, concorde osservazione da parte degli autori di numerosi piani di trasporto vergenti a NE, trasgressione del sedimentario sia sulle filladi che sul granito, fenomeni di contatto tra filladi e granito. Nella tavola allegata al presente lavoro la porzione calabrese della Falda di Longi vien fatta comprendere l'area granitica sottostante ai gneiss da Corigliano Càlabro ad Acri e di qui verso la valle del Colognati, al di sotto della linea di scorrimento su reperti eocenici e giurassici illustrata (fig. 71) soprattutto da DUBOIS (1966 d) fino a N di M. Palèparto (Cognale del Pero). Da questa zona verso SE i graniti ed i gneiss ricoprono esclusivamente terreni sedimentari e filladici fino a S di Bocchigliero e di qui con un'ampia semifinestra fino alla zona di Campana, a SE della quale le filladi scompaiono sotto i depositi postorogeni prima di Umbriàtico, per poi ricomparire solamente con limitati affioramenti filladici e con graniti probabilmente collegati con le filladi anziché con la falda gneissica. La successione sedimentaria trasgressiva sulle filladi e sui graniti della Falda di Longi, e non sui gneiss ad alto grado metamorfico e sui graniti con essi collegati, vien qui ritenuta corrispondente a quella delineata da STURANI (1968), con l'avvertenza che i calcari rossi a Crinoidi di Cropalati e del T. Colognati possono ben rappresentare semplici scaglie tettoniche della stessa successione anziché testimoni di un'area di sedimentazione diversa e più esterna come in parte sembra invece doversi ammettere per i depositi eocenici. Si avrebbero pertanto dal basso in alto le anageniti, i calcari scuri a brachiopodi del Sinemuriano-Carixiano basale, i calcari arenacei del Domeriano, le marne micacee rosse del Toarciano, i calcari rossi a crinoidi dell'Aaleniano inferiore, i calcari silicei con marne e diaspri varicolori del Dogger-Malm, ed infine i trasgressivi depositi supracretacico-eocenici a facies di « scaglia » fortemente addizionata di apporti terrigeni.

FIG. 71 — Strutture tettoniche nella Sila settentrionale secondo DUBOIS (1966 d). Fra Acri e M. Scarborato ricoprimento di granito su granito; nella zona di Cropalati ricoprimento di filladi sulla loro copertura mesozoica ed eocenica; a Puntadura filladi sovrascorse sul Mesozoico; a Longobucco granito e filladi sovrascorsi sul margine rovesciato del bacino mesozoico; fra Rose e M. Scuro gneiss granatiferi a sillimanite sovrascorsi verso WSW sulle filladi paleozoiche. La freccia indica l'affioramento eocenico di Acri.

— Tectonic structures in northern Sila according to DUBOIS (1966 d). Between Acri and Mt. Scarborato granite overriding granite; in the Cropalati area phyllites overriding their Mesozoic-Eocene cover; at Puntadura phyllites overriding Mesozoic; at Longobucco granite and phyllites override the overturned border of the Mesozoic basin; between Rose and Mt. Scuro garnet-sillimanite gneisses override Paleozoic phyllites towards WSW. Arrow indicates Eocene outcrop near Acri.

La Falda di Galati nella letteratura

In CORTESE (1895) il capitolo sul Giurassico è praticamente dedicato per intero alla successione sedimentaria della Falda di Galati ed all'enumerazione dei suoi sparsi lembi. Sono ricordati i calcari a crinoidi, coralli ed Ellipsactinie di Cozzo Grassullo presso Amantea; i tre lembi di Martirano presso la confluenza del T. Oreto nel F. Savuto;

la successione (v. addietro fig. 1) di Tiriolo (paleosuolo e conglomerato ferruginosi basali, calcare dolomitico grigio talora cariato, calcare rosso a rari crinoidi, calcare ad Ellipsactinie, calcare ippuritico); i lembi dell'alta Fiumarella a Galamione, del M. Pergolacci presso Sellia, di Loggiastrello sulla sinistra dell'Alli, delle vicine regioni Petrina, Santa Domenica, la Rotonda, Grotta di Mezzogiorno, della Fiumarella S. Agostino presso Catanzaro; la successione (v. addietro fig. 2) dei due monti Consolino e Stella separati dalla gola di Pazzano (paleosuolo limonitico coltivato come minerale di ferro, calcari dolomitici talora cariati, calcari rossi compatti, calcari bianchi subcristallini a crinoidi e coralli, calcare bianco ippuritico), che praticamente continua fino alla regione di Gerace (M. Mùtolo, Cozzo Junchi, M. di Cànolo, regione Tirchio, sempre con paleosuolo limonitico, calcari dolomitici talora cariati, calcari bianchi a piccoli gasteropodi turricolati, calcari rossi a Crinoidi, calcari bianchi a crinoidi, coralli ed Ellipsactinie, calcari ippuritici) con estremi a M. Guardia presso Agnana e ad Antonimina. L'autore ritrova infine il calcare bianco subcristallino a crinoidi ed Ellipsactinie in varie masse sparse sulle filladi nell'estremo Sud della Calabria, alla Motticella di Bruzzano, presso Staiti in vari lembi sparsi, sopra Pietrapennata, a Palizzi, presso al mare in regione Deci ed a Grisafi presso la stazione ferroviaria di Bova.

Si è riportata per esteso (con qualche variazione toponomastica rispetto alle carte attuali) questa elencazione di CORTESE (1895) perché gli autori successivi vi hanno aggiunto ben poco. CORTESE sembra aver osservato anche la sottoposizione della Falda di Galati alla Falda dell'Aspromonte, quando dice (p. 256) che da Guardavalle « comincia la cintura di filladi, le quali spuntano sotto la calotta granitica » continuando verso SW accompagnate da una serie di depositi sempre più recenti verso l'esterno, a cominciare dagli « scoscesi affioramenti del calcare giurese ». Inoltre per il giacimento di Pazzano egli ricorda che « il letto essendo di filladi, ma il tetto di calcari, e questi concordanti col minerale, dobbiamo riferire questo al periodo giurese, tanto più che, sotto tutte le altre masse di calcari giuresi, in Calabria si vede, alla base di esse, una zona di detriti rossi, ossia stracarica di ossido di ferro, che forma il primo strato della serie giurese. Le prime acque giuresi giungevano dunque alle lagune littorali, cariche di ferro e quivi, per l'azione delle piante palustri probabilmente, e delle loro alterazioni, quei sali si decomponevano, lasciando precipitare gli ossidi idrati di ferro, con i detriti melmosi e le argille tenui, che erano in sospensione. Sopra questi depositi poi si generarono le scogliere corallifere, che hanno costituito le masse dei calcari giuresi. Accidentalmente, presso Pazzano, la limonite si è formata in una laguna o palude, che aveva ricevuto o riceveva dei ciottoli arrotondati di galena, strappati da filoni traversanti le filladi; e in quella miniera si ha la curiosa particolarità di trovare, in un punto, prossimo al letto del minerale, un accumulo di ciottoli tondeggianti di galena, tutti coperti e impastati di ematite ». CORTESE stesso cita i « pezzi di galena caduti colle frane che si raccolgono ancora adesso nel vallone dell'Argentera » sotto i vicini filoni nelle filladi di Campoli, Agromastelli ecc.

DI STEFANO (1904) contesta l'attribuzione al Titonico dei calcari ad Ellipsactinie da parte di CORTESE (1895) e fra gli altri di BASSANI & DE LORENZO (1893). QUITZOW (1935 a) riassume il tutto ricordando che « presso Stilo, Catanzaro e Martirano il Titonico è trasgressivo in forma di calcari ad Ellipsactinie, fino a 250 m di potenza », e che « presso Gerace e Stilo il calcare a rudiste turoniano trasgredisce sul Titonico ».

VIGHI (1947-48) descrive per la Fiumarella di Catanzaro a 450 m a SSE del Colle Pepizzata un filone di baritina incassato in una massa granitica (granito con biotite e muscovite, alcaligranito con muscovite e biotite, granito ricco in quarzo, quarzodiorite) a contatto con filladi tipiche nelle quali il metamorfismo di contatto produce tipi molto ricristallizzati e « finanche un principio di tessitura gneissica ». Caratteristica la presenza di numerosi frammenti e lembi delle filladi nel granito e di « dicchi ed intrusioni » granitiche nelle filladi, ivi compreso un filone aplitico che attraversa indisturbato il contatto granito-filladi. Come si vedrà più avanti, queste caratteristiche permettono di pensare alla Falda di Galati.

Per il bordo orientale della Serra S. Bruno VIGHI (1948-49 a) descrive un substrato filladico con intrusioni granitiche su cui poggia la successione sedimentaria del rilievo M. Stella-M. Gallo, non descritta, e ricorda la considerevole fratturazione delle rocce granitiche, ritenendo che gli ossidi di ferro della base della successione mesozoica siano il prodotto di ossidazione di un giacimento a solfuri. Ai fini del presente studio sarebbe di particolare interesse una descrizione, che non vien data, dal passaggio fra le tipiche filladi a letto della successione mesozoica, qui attribuite alla Falda di Galati, e le rocce di tipo gneissico a contatto coi graniti, nel presente lavoro ipotizzate appartenenti

alla sovrastante Falda dell'Aspromonte, descritta più avanti. La cartina (fig. 72) allegata al lavoro non mostra la fascia di scisti biotitici granatiferi che appare invece fra granito e filladi nella Carta al 25.000.

Bonfiglio (1963) riporta un ambizioso « rilievo geologico preliminare ad uno studio sul metamorfismo generale » della Calabria meridionale dall'istmo di Catanzaro allo stretto di Messina (fig. 73), che ricalca in generale cose già note dagli autori Palizzi « le filladi si vedono chiaramente sovrastare lo stesso gneiss occhiadino ».

Per le filladi della zona di Stilo « i contatti con la massa granitica sono per la massima parte verticali » mentre « una visione particolare del contatto fra la massa granitica e le filladi, dove essa passa a sormontarle, è visibile sul fianco S della valle dello Stilaro, dove il contatto tra la prima e la seconda inclina di circa 45°, lasciando in alto a destra il granito ». Le filladi si andrebbero « gradualmente

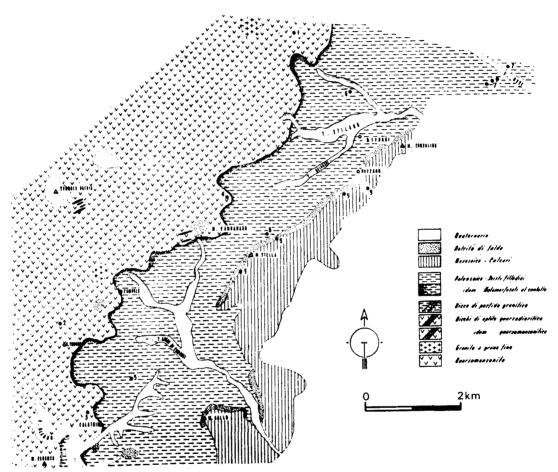



Fig. 72 — Cartina del bordo orientale della Serra S. Bruno secondo Vighi (1948-49).
— Schematic map of the eastern margin of Serra S. Bruno according to Vighi (1948-49).

precedenti. Tuttavia per l'Aspromonte viene in particolare riportata una distinzione delle filladi in termini normali, termini quarzitici e termini biotitici, con intercalazioni di varia natura ma essenzialmente leucocrate, in banchi e filoni che fanno pensare che si tratti sempre delle filladi della Falda di Galati, tanto più che « laddove sono a contatto con le altre formazioni cristalline, appaiono il più delle volte a queste sottostanti ». Ciò vale per la Fiumara di Melito (N di Bagaladi), Fossone di Peripoli, S di Roccaforte del Greco, S. Lorenzo, S di Condofuri, S di San Luca, mentre presso modificando fino ad assumere i caratteri di un vero e proprio gneiss iniettato a facies arteritica in prossimità del contatto col granito ». Senonché altre osservazioni dell'autrice fanno dubitare di questa affermazione, in quanto non sono riferiti minerali di contatto ma solo « qualche lamina di mica e granuli opachi riferibili con molta probabilità a solfuri di ferro » e l'idea « di trovarsi in presenza di una roccia a bassissimo grado di metamorfismo che per la venuta granitica abbia subito sollecitazioni tali, per cui da un lato i letti di sedimentazione si sono increspati, dall'altro abbiano

prodotto la fitta fessurazione da cui la roccia è interessata e che costituisce l'attuale scistosità, da ritenere quindi di origine prettamente meccanica » e quindi tettonica e non contattometamorfica. Questi caratteri risultano costanti « su tutta la zona di contatto col granito, estesa circa 50 km ». Così il granito sormonta le filladi a N di Grotterìa e nella zona di Cittanova, dove il contatto diviene anche verticale. « Interessante rilevare le differenti modalità dei due contatti »: irregolare (? probabilmente vorrà dire anche graduale) fra granito e kinzigiti, netto (ossia tettonico?) fra granito e filladi.

GUZZETTA (1964) rileva la zona fra Capo Spartivento e Palizzi osservando che il substrato della sedimentazione mesozoica è costituito da argilloscisti filladici poco metamorfici, su cui poggia un « livello marnoso ferrifero rosso » correlabile con l'orizzonte ferrifero di Tiriolo, M. Consolino, M. Mùtolo e Cànolo e, considerazione molto interessante, con la base della serie dei Tacchi in Sardegna. Su questo orizzonte si hanno « brecce calcaree di periscogliera » a *Clypeina jurassica* databili al Titonico, in vari lembi che sporgono da sotto la copertura oligomiocenica da M. Rotonda a Palizzi a M. Carruso a Rocca di Liso a M.S. Andrea a Punta di Gallo a Rocca di Fulatà, e presso la costa di Palizzi Marina in un arco di piccoli affioramenti per alcuni km fra la Fiumara di S. Pasquale e la Fiumara di Spròpolo (fig. 74).

RODA (1965 b) osserva un contatto probabilmente tettonico fra la massa granitica della Serra S. Bruno e le filladi della zona di M. Mùtolo, contrariamente a VIGHI (1948-49 a). Sulle filladi attraverso un banco di arenaria quarzosa trasgredisce una formazione calcarea di scogliera con potenze fino a massimi di 350 m, su cui poggiano livelli fliscioidi oligocenici (fig. 75). La formazione è molto simile al calcare di Forza d'Agrò in Sicilia (GIANOTTI, 1955) e rientra nella zona a *Clypeina jurassica* e *Bankia striata* secondo SARTONI & CRESCENTI (1962) e precisamente nella parte alta della cenozona, databile al Titonico o più esattamente al Portlandiano, facies marino-la-

FIG. 73 — Carta geologica del cristallino della Calabria meridionale secondo BONFIGLIO (1963).

— Geological map of southern Calabria basement according to BONFIGLIO (1963).

gunare coeva di quella pelagica cui va riservato il termine di Titonico (FARINACCI, 1963).

AFCHAIN (1966) cita per M. Stella-M. Mammicòmito una microflora portlandiana completamente corrispondente a quella di M. Mùtolo.

STURANI (1968) nel suo inquadramento del « Giurese del massiccio calabro-peloritano » aggiunge alla più esterna « serie di Longi-Gallodoro » ed alla meno esterna « serie di Taormina » una più interna serie di Novara di Sicilia, Forza d'Agrò, intenso con una trasgressiva sedimentazione a calcari titonici di scogliera, così come la Falda di Longi era rimasta caratterizzata dallo stesso tipo di filladi, dalla trasgressione hettangiana e dal grande sviluppo della successione liassica oltre che dei più variabili Dogger e Malm.

AFCHAIN (1968) riassume la continuazione della catena calcarea nordafricana nelle varie unità della catena calcarea siciliana, di cui la più settentrionale *unità di Novara di Sicilia* si trova in diversi punti della Calabria e precisamente nel triangolo Bova Marina-Palizzi Marina-Staìti nell'estremo Sud, nella regione di Gerace-Cànolo e nella catena di M. Stilo, con calcari portlandiani. L'affioramento più meridionale della Calabria a Sideroni presso Bova Marina (fig. 76) è dato da calcari in parte bioermali e in parte detritici a *Trocholina alpina* (LEUPOLD), in parte dolomitizzati con cancellazione delle strutture ed in parte milonitizzati soprattutto verso la base. Essi sarebbero pertanto in contatto tettonico sul substrato filladico, a sua volta tettonica-

FIG. 74 — Cartina dell'area di Palizzi-Capo Spartivento secondo GUZZETTA (1964).
— Schematic map of the Palizzi-Cape Spartivento area according to GUZZETTA (1964).

Capo S. Alessio, M. Consolino di Stilo, Cànolo, con facies titoniche di scogliera a *Trocholina* e *Clypeina* trasgressive sulle filladi e passanti verso l'alto a facies pelagiche a Calpionelle del Berriasiano. Questa zona doveva esser « rimasta emersa durante la maggior parte del Giurassico, salvo temporanee ingressioni marine, e definitivamente invasa dal mare nel Titonico ».

OGNIBEN (1971, originariamente datato 1968) caratterizza la Falda di Galati in base all'associazione di filladi a metamorfismo epizonale poco

mente sovrapposto a scisti micacei iniettati; le strutture tettoniche sarebbero anteriori alla sedimentazione oligocenica.

Brossè (1968) descrive la successione di Tiriolo dove attribuisce al Trias i livelli continentali basali azoici in base a « qualche polline delle ligniti ». Si tratta di arenarie a cemento ferruginoso, di sabbie quarzose bianche o grigie, di argille sabbiose rosse e verdi, di formazioni lignitiche nere. La massa calcarea vien attribuita al Titonico seguendo gli antichi autori, ma è largamente ricristallizzata per dinamometamorfismo e priva di fossili classificabili. Infine all'estremità SE del Monte di Tiriolo si avrebbero calcari nummulitici dell'Eocene superiore passanti gradualmente verso Est ad un'arenaria grossolana, ma tuttavia appartenenti allo stesso « insieme sedimentario » dei calcari mesozoici.

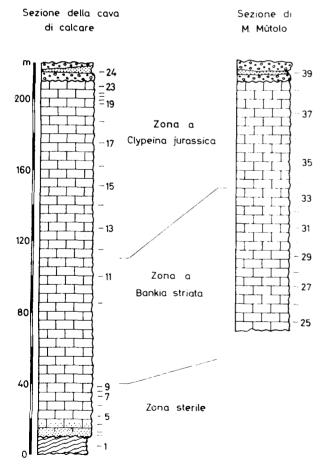
Un lavoro di Sinno (1968) va qui ricordato « per memoria » perché a proposito dei minerali di ferro di Pazzano, costituenti la base della serie trasgressiva e correlabili con molto simili orizzonti alla base di quasi tutti i lembi dei calcari della Falda di Galati, prospetta seguendo Vighi (1948-1949 a) un'origine del giacimento per ossidazione da solfuri, ma inoltre propone nientepopodimeno che un trasporto meccanico di rutilo, apatite e quarzo solidi da parte delle soluzioni mineralizzanti ascendenti.

Afchain (1970) segnala il ritrovamento di Tentaculitidi devoniani nei livelli calcarei più o meno nodulosi degli scisti filladici in diversi punti del substrato di trasgressione della catena calcarea di Stilo-Pazzano (fiumare Assi, Pardala, Crocco, Stilaro, strada da Stilo a Bivongi, strada da Bivongi a Pazzano) rendendo così verosimile la vecchia impronta di trilobite devoniana segnalata per questi terreni da Franco (1881), e giustamente collegandosi con le Tentaculitidi ritrovate in analoghi terreni peloritani da Truillet (1968). Per le stesse zone De Capoa Bonardi (1970) segnala una microfauna a Conodonti del Devonico superiore, e precisamente nei calcari intercalati alle filladi in loc. Vattandieri lungo la strada Bivongi-Monasterace in prossimità del ponte Vina, q. 226. Anche Goerler & Ibbeken (1970) segnalano per le fiumare Stilaro e Assi e per il vallone Crocco (fig. 77) degli affioramenti meno metamorfici del solito di grovacche, scisti a tentaculitidi, calcari nodulosi a cefalopodi, calcari a crinoidi e calcari massicci, con coralli briozoi, crinoidi, tentaculitidi, ortoceratidi, cefalopodi planispiralati, trilobiti, ostracodi, ichnofossili, di età verosimilmente mediodevoniana secondo una prima valutazione.

Fig. 76 — Schema geologico della zona Sideroni-Capo San Giovanni secondo Afchain (1968).

— Geological scheme of the Sideroni-Cape San Giovanni area according to Afchain (1968).

Fig. 75 — Colonne litologiche del calcare supragiurassico di M. Mùtolo secondo Roda (1965 b).

— Lithologic columns of the Upper Jurassic Mt. Mutolo limestone according to Roda (1965 b).

DUBOIS (1970) riunisce nella sua « falda calabrese intermedia » gli « scisti bianchi » (ortogneiss occhiadini o non), i graniti cataclastici dell'asse Catanzaro-Aiello Càlabro e le filladi a lenticciole calcaree che li limitano verso Sud e che mostrano metamorfismo ad andalusite-cordierite-staurotide e filoni microgranitici iniettati. Rientrerebbero in questo gruppo gli « scisti vari di Pentone » di CORTESE (1895) e gli « scisti iniettati » di QUITZOW (1935 a). I calcari a Trocholine e a Clipeine costituirebbero la copertura sedimentaria di questa « falda intermedia » dalla bassa valle dell'Alli fino ad Amantea, conservata nel fondo di un graben post-oligomiocenico (Logliastrello, Petrina, S. Elia, Martirano ecc.) da cui leggermente sconfinerebbe il lembo di Tiriolo. Questo Giurassico terminale corrisponderebbe a quello della Calabria meridionale e del Nord-Est siciliano. A Tiriolo, Martirano, Aiello Càlabro, Cozzo Cianni si hanno orizzonti basali continentali con argille plastiche rosse e verdi sormontate da sabbie e arenarie friabili a detriti lignitosi con spore giurassiche (per BROSSÈ, 1968, erano triassiche) e con lignite coltivata in passato a Tiriolo, costituenti la base normale dei calcari a Clipeine.

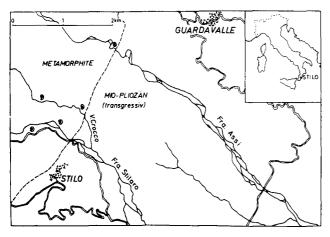



FIG. 77 — Reperti di fossili devoniani presso Stilo secondo GOERLER & IBBEKEN (1970).

— Findings of Devonian fossils near Stilo according to GOERLER & IBBEKEN (1970).

Orizzonti continentali e calcari a Clipeine riposano sempre sui graniti o sul loro involucro filladico, mai sugli « ortogneiss » (« scisti bianchi ») che ne costituiscono la base.

DUBOIS (1971 a) delinea un'estesa copertura filladica sul lato esterno dell'arco peloritano-calabrese (v. addietro fig. 53), e pertanto alla sommità della sua « falda calabrese superiore ». In questo modo le filladi della costa ionica da Guardavalle a Reggio Calabria, che servono da substrato di trasgressione ai calcari a Clipeine della Calabria meridionale, verrebbero a costituire un livello corrispondente a quello di Rossano e diverso da quello delle filladi alla base dei calcari a Clipeine della zona Amantea-Catanzaro, ritenuti da DUBOIS (1970) copertura sedimentaria della « falda intermedia » sottostante a quella superiore.

BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971) esaminano la successione mesozoico-terziaria di Stilo in base all'ottimo criterio che « soltanto lo studio dell'evoluzione tettono-sedimentaria delle successioni mesozoico-terziarie può consentire la differenziazione delle unità stratigrafico-strutturali e, unitamente all'analisi dei rapporti geometrici, indicarne la posizione nella catena appenninica ».

La successione risulta data da « *dolomie cristalline* biancastre, di probabile età triassica, trasgressive sulle filladi. Lo spessore è di alcune decine di metri ». Manca qualsiasi motivazione della probabile età triassica. In trasgressione seguono calciruditi, calcareniti e calcari di scogliera giurassici, da pochi metri fino a 100-200 m, ricoperti in discordanza da calcari cretacei a rudiste potenti fino a qualche centinaio di m. Ancora in discordanza sui calcari giuresi e cretacei trasgrediscono 15 m di calcareniti e calciruditi dell'Oligocene sup.-Aquitaniano e 600 m circa di depositi arenaceo-conglomeratici dell'Aquitaniano-Langhiano, quindi parecchie centinaia di m di argille variegate alloctone, ed infine le arenarie a clipeastri.

Il lavoro conclude constatando nella Serra S. Bruno la deposizione di sedimenti di mare sottile fino all'Aquitaniano, quando inizia la sedimentazione terrigena a carattere di flysch, ossia preorogena. « Questa evoluzione tettono-sedimentaria suggerisce la collocazione del massiccio di Serra S. Bruno in una zona esterna della geosinclinale appenninica, analoga a quella delle piattaforme carbonatiche campano-lucane ». Dal che si evince (come dicono i giuristi): *a*) che i buoni propositi di badare anche all'analisi dei rapporti geometrici sono rimasti nella penna degli autori, che non si fanno carico di quali possano essere questi rapporti fra la Serra S. Bruno e le finestre calabresi della successione carbonatica campano-lucana; *b*) che la sottile e lacunosa successione di soglia non subsidente di Stilo dovrebbe equivalere alla successione di soglia subsidente del Complesso Panormide, di potenza praticamente decupla; *c*) che infine una trasgressione oligocenico-miocenica evolvente in facies di flysch dovrebbe aver avuto libero corso solo in una zona esterna della geosinclinale appenninica.

La Falda di Galati nella Carta al 25.000: concetti generali

Le vedute direttrici della Carta Geologica al 25.000 sono riassunte da BURTON (1971). Corrispondono ai terreni della Falda di Galati del presente lavoro:

1) le *filladi del Gruppo* 1 per le zone di Amantea, di Catanzaro, dei fogli Cittanova, Badolato, Locri, Messina, Reggio Calabria, Mèlito di Porto Salvo, Palizzi: simili alle filladi della Falda di Longi ed anch'esse intruse e metamorfosate, dai graniti della Serra S. Bruno;

2) le *filladi del Gruppo* 2 nella tav. Àfrico del Foglio Locri, assegnate a questo gruppo in quanto sottoposte agli « scisti biotitici e gneiss »;

3) le rocce sedimentarie della *facies orientale* al di fuori del Rossanese, a cominciare dalle « sabbie rosse e brune ed arenarie quarzitiche associate con argille policrome » del Monte Tiriolo, potenti al massimo 100 m, con spore e pollini attribuiti dall'autore al Norico; depositi simili sono sparsi nel foglio Cosenza in piccoli affioramenti potenti al massimo 10 m, mentre non sono nominati per la zona ionica delle Serre e dell'Aspromonte. Al M. Tiriolo sopra i livelli continentali seguono 310 m di dolomie ed arenarie calcaree passanti verso l'alto a calcilutiti a Tintinnidi e poi a calcareniti ad Ellipsactinie, di età complessivamente titonica. Simili affioramenti calcarei di piccola estensione si trovano nel foglio Cosenza, e con grande estensione nei fogli Cittanova e Badolato dove le calcilutiti sono molto ridotte, ed infine di nuovo con numerosi piccoli affioramenti sparsi nei fogli Locri e Palizzi.

La Falda di Galati nella Carta al 25.000: a N della stretta di Catanzaro

L'analisi della Carta al 25.000 ai fini del presente lavoro ha fortunatamente offerto un primo criterio per distinguere direttamente il Cristallino della Falda di Galati in Calabria dalle filladi liguridi, ed eventualmente anche da filladi antiche interposte fra quelle della Falda di Galati e quelle liguridi nella Catena Costiera, nella valle del Crati e nella Sila Piccola, che dovrebbero andar riferite alla Falda di Longi qualora venissero rinvenute. Infatti, già i lembi di calcari a Clipeine più settentrionali di tutta la Calabria (tav. Amantea, tav. Malito) sono sulla carta preferenzialmente ubicati in corrispondenza di « scisti filladici con intrusioni di vene e filoni di granito e porfido granitico » associati con calcescisti, calcari cristallini ed orizzonti carboniosi, e con masse granitiche per lo più di limitate dimensioni. Questa concomitanza continua in modo più o meno evidente per tutti i lembi del Giurassico a Clipeine della Calabria, mentre per le filladi del Complesso Liguride l'associazione è con rocce verdi e non con rocce acide, e per le filladi della Falda di Longi l'associazione col granito non si accompagna con descrizioni di corteggi filoniani nelle filladi.

Nella tavoletta Amantea si hanno « calcari cristallini compatti grigi o bianchi, localmente associati a dolomie » assegnati al Giurassico per la somiglianza di facies con i ben datati calcari di Tiriolo, di Stilo, di M. Mùtolo, in vari piccoli lembi: loc. le Conche sul versante N del T. Licetto fra Vadi e Lago, probabilmente poggiante su filladi; Cozzo Grassullo esteso per 2,5 km sopra Amantea, poggiante su filladi e calcescisti filladici con masserelle granitiche; C. Renzilli, piccolo lembo vicino al precedente come anche Cozzo delle Pigne; Cozzo Ciani, massa di calcare con Ellipsactinie di 1,5 km sul versante NW del F. Oliva presso Aiello Càlabro, poggiante su calcescisti, su filladi cornubianitiche e su filladi iniettate, con le masserelle granitiche di Valle Greca e di Cozzo Mollica; C. Petramuni, lembetto poggiante su filladi e graniti ed emergente da sotto i depositi postorogeni miocenici; C. Guzzi, tre lembetti vicini poggianti su filladi in prossimità del granito; M. Rosario, due lembetti calcarei a circa 3 km SE di Aiello Càlabro, poggianti su filladi, graniti e filladi iniettate, collegate ad una massa granitica estesa per oltre 3 km da Valle dell'Orso al T. di Persico ed avente una chiara giacitura di klippe, con sovrapposto un più piccolo klippe di « scisti bianchi ».

Nella tavoletta Malito: sul versante SE del F. Savuto affiorano dai depositi postorogeni due lembetti a Macchia della Fiera; un lembetto poggiante su filladi iniettate a Celseto; Fosso del Lupo, lembetto di calcare con la caratteristica base di sabbie ciottolose rossastre continentali poggianti su calcescisti; Timpe Rosse, lembetto affiorante dal Miocene e poggiante su filladi iniettate; Cirignano-Martirano, lembo più esteso poggiante su calcescisti e filladi iniettate. Nell'insieme della tavoletta sembrano presenti sia graniti legati alle filladi della Falda di Galati sia graniti legati agli scisti biotitici e granatiferi, mentre nella tavoletta Amantea quasi tutte le masse granatiche appaiono chiaramente collegate con filladi.

Nella tavoletta Martirano Lombardo appare chiaramente associata con fenomeni di contatto

alle filladi la massa granitica Fasanaro-S. Maria, mentre il granito di Conflenti sembra piuttosto un klippe associato con scisti e gneiss biotitici e sovrapposto sia alle filladi che agli « scisti bianchi ». Lembi di calcare a Clipeine: loc. Sasso ad E di Martirano poggiante su calcescisti con una base di sabbie rossastre continentali, emergente da sotto i depositi postorogeni; Verdesca, lembetto sui calcescisti; Primarosa, affiorante dai terreni postorogeni sotto Verdesca; Ponte del Soldato, lungo affioramento fra i terreni postorogeni sotto Verdesca; S. Maria, lembetto poggiante sui graniti ad E di Verdesca.

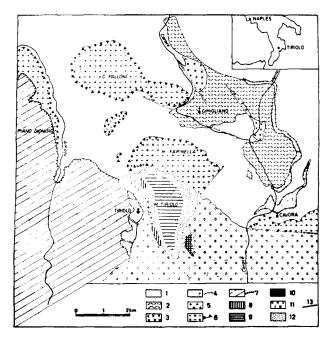



FIG. 78 — Schema geologico della zona di Tiriolo secondo BROSSÈ (1968). 1 - Scisti sericitici a quarziti; 2 - prasiniti; 3 - serpentine; 4 - marmi (e zone di scaglie); 5 - microgranito; 6 - ortogneiss (e sovrascorrimenti); 7 - cornubianiti (e sovrascorrimenti); 8 - Trias; 9 - Titonico; 10 - Nummulitico; 11 - Neogene; 12 - falde detritiche del M. Tiriolo; 13 - faglie.

— Geological scheme of the Tiriolo area according to BROSSÈ (1968). 1 - sericite schists with quartzites; 2 - prasinites; 3 - serpentinites; 4 - marbles (and scales zones); 5 - microgranite; 6 - orthogneisses (and overthrusts); 7 - hornfelses (and overthrusts); 8 - Triassic; 9 - Tithonian; 10 - Nummulithic; 11 - Neogene; 12 - detrital slopes of Mt. Tiriolo; 13 - faults.

Nella tavoletta Decollatura si osserva la continuazione del klippe granitico di Conflenti chiaramente associato con scisti e gneiss biotitici ed altrettanto chiaramente non associato con gli « scisti bianchi » ed anzi ad essi sovrapposto col klippe di Villa Giardinetti nella valle del F. Amato. DUBOIS (1965) faceva di questi graniti fra Catanzaro e Cicala (v. addietro fig. 48), sul prolungamento dell'asse Martirano-Conflenti-Decollatura, delle intrusioni nell'unità di Gimigliano (= Complesso Liguride) sottostanti all'unità di Castagna (= Falda di Castagna o degli « scisti bianchi ») e ben differenti dai graniti anatettici dell'alta Sila (= Falda dell'Aspromonte). DUBOIS (1966 b) fa tutt'uno del granito di Martirano-Conflenti-Decollatura e delle masse granitiche entro le filladi (v. addietro fig. 49); ricorda tuttavia che nella maggior parte dei casi le rocce di contatto sono separate tettonicamente dal granito, e che questo viene talora a ricoprire le filladi. All'asse Catanzaro-Martirano aggiunge le masserelle granitiche di Aiello Càlabro (Valle dell'Orso, Valle Greca, Cozzo Mollica) chiaramente legate a filladi ed a calcari titonici, e del tutto fa una vecchia struttura paleozoica, che verrà poi ritrattata da DUBOIS (1969 c) collegando graniti, scisti bianchi, filladi iniettate, scisti vari di Pentone e calcari titonici a formare la « falda calabrese intermedia » sopra le filladi e sotto la falda della Sila.

A Tiriolo il celebre affioramento di calcare titonico risulta far parte di un klippe triangolare di 2 km di larghezza, poggiante obliquamente sulle filladi liguridi di Gimigliano e dal basso all'alto (e da W ad E) costituito da filladi iniettate, calcari cristallini, granito, argille e sabbie rossastre con ligniti sovrapposte in parte sul granito ed in parte sulle filladi iniettate, dolomie grigio brune, calcari grigi a *Ellipsactinia ellipsoidea* STEINMANN, *Thamnasteria* sp., *Saccocoma* sp., crinoidi, anellidi, tintinnidi, spore ecc. Non vengono riportati i calcari ippuritici, ed i calcari nummulitici sembrano legati alla base dei conglomerati oligocenici tardiorogeni (v. Flysch tardiorogeno calabride). Il klippe emerge dalla copertura di « scisti bianchi » dal lato NE e di migmatiti sovrapposte agli scisti bianchi dal lato W. BROSSÈ (1968) traduce in corneane ad andalusite o corneane feldispatiche (fig. 78) le rocce di M. Trazzani-Piano Dionisio a W e NW di Tiriolo, che per la Carta al 25.000 sono invece paragneiss e scisti biotitici spesso granatiferi, talora con orneblenda e muscovite, con vene e segregazioni granitiche, e dunque migmatiti.

Le filladi iniettate riemergono da sotto i sedimenti miocenici nella valle della Fiumarella, insieme con le masserelle granitiche a N di C. Buda e del Colle Pepizzata (descritta da VIGHI, 1948-49 a), continuando per Catanzaro fino a M. Mosofalo, Timpone i Comuni, loc. Logliastrello e versante E del F. Alli, con le masse granitiche di Siano, Cimitero di Catanzaro, Timpone i Comuni, Colle Valda e dappertutto scomparendo verso N e ad E dell'Alli sotto le sabbrie postorogene mioceniche, da cui rispuntano a Contrada Barone ed al Timpone

Pergolacci. I calcari ad alghe e tracce di microfossili sono molto ricristallizzati e si trovano a Siano, loc. Petrina, Contr. Barone, Timpone Pergolacci, Contr. Alberobello, loc. Logliastrello, Contr. Mela, Timpone Grotta di Mezzogiorno. Sotto Catanzaro nella Fiumarella sporgono vari lembetti di calcari cristallini e masserelle granitiche, con fenomeni di contatto sui calcari che pertanto dovrebbero essere almeno paleozoici. Le filladi iniettate riaffiorano ad E di Catanzaro nelle valli del T. Mosofalo, del T. Castaci e del F. Alli. A Nord di Catanzaro presso S. Elia quattro lembetti di calcari titonici sporgono dagli « scisti vari di Pentone », uno di essi anche con sabbie rossastre basali. Tuttavia gli « Scisti vari di Pentone » sembrano dover essere migmatiti biotitico-granatifere ad alto grado metamorfico, nettamente sovrapposte agli « scisti bianchi » e quindi anche alla Falda di Galati, che qui compare per mezzo di queste scaglie tettonicamente inserite nell'unità superiore.

La Falda di Galati nella Carta al 25.000; versante orientale delle Serre

I terreni della Falda di Galati, scomparsi sotto le unità calabridi più elevate e sotto i depositi recenti della stretta di Catanzaro, ricompaiono sul fianco SE della Serra S. Bruno. A partire dalla Fiumarella di Guardavalle riaffiorano le filladi con calcari cristallini (non sempre cristallini, v. i ritrovamenti di fossili devoniani di AFCHAIN, 1970, DE CAPOA BONARDI, 1970 e GOERLER & IBBEKEN, 1970). Verso monte si hanno nella Carta al 25.000 scisti biotitici granatiferi che ancor più in alto vanno a contatto con i graniti dando luogo a litotipi termometamorfici. La stessa situazione continua secondo la Carta al 25.000 nelle tavolette Stilo e

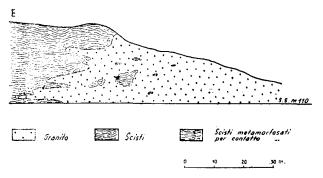



FIG. 79 — Sezione schematica del contatto granito-scisti al km. 6 della Statale Pazzano-Serra S. Bruno secondo IPPOLITO (1948-49).

— Schematic section of the granite-schists contact at km. 6 on the road Pazzano-Serra S. Bruno according to IPPOLITO (1948-49).

Nardodipace, mentre IPPOLITO (1948-49) e VIGHI (1948-49) riportano invece contatti magmatici tra granito e filladi (fig. 79, fig. 80) da M. Campanaro a Calatria e a M. Cerenza, ed in SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) sono descritte cornubianiti e filladi a contatto coi graniti nella zona di Pazzano con « associazione mineralogica e tessiture tipiche per l'alta mesozona ». Dovrebbe pertanto trattarsi di scisti biotitici e non di filladi.

Al di sopra delle filladi che vanno da Timpa Càcari a M. Consolino, alla miniera di ferro di Pazzano, M. Mammicòmito e M. Gallo, c'è una banda continua di calcari pseudoolitici grigi a

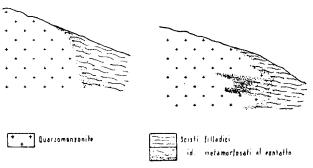



FIG. 80 — Tipi di contatto granito-filladi sul bordo orientale della Serra S. Bruno secondo VIGHI (1948-49).

— Granite-phyllites contact types on the eastern margin of Serra S. Bruno according to VIGHI (1948-49).

Trocholina sp. e miliolidi, molluschi, alghe, spugne, coralli. Vari lembi isolati di calcare giacciono sulle filladi nella zona di Ursini. Il contatto fra le filladi ed i probabilmente sovrastanti scisti biotitici granatiferi è segnato nella carta geologica così sommariamente da non potersi ricavare alcun elemento di giudizio dalla sua intersezione con la morfologia di superficie. Nonostante questa sommarietà prosegua anche nella tavoletta Caulonia, appare chiara dalle loc. Pirarelli, S. Nicola, Popelli fino al Vallone Finocchio una semifinestra delle filladi al di sotto degli scisti biotitici e granatiferi di M. Zifrò, M. Alto, S. Blasio.

Anche nelle tavolette Màmmola e Cittanova sembra chiaro che le filladi si immergano sotto agli scisti biotitici granatiferi, come ad es. nella Fiumara Zarapòtamo, per quanto i limiti fra filladi e scisti biotitici siano sulla carta tracciati in modo così liscio da poter difficilmente corrispondere alla realtà.

Nella tavoletta Siderno l'affioramento di filladi del fianco SE della Serra S. Bruno si chiude verso SW nella Fiumarella Novito presso Agnana. In questa zona le filladi contengono vene quarzose, pegmatitiche e di porfidi granitici e sono cornu-

bianitizzate verso Coste Mancuso, che è una massa granitica brecciata come anche quella di Vallone del Pupo. Molto brecciati sono anche i calcari titonici nei vari lembi di M. Grottiglia, M. Tripetita, M. Guardia, Colle della Verga, W Agnana Càlabra, M. Mùtolo descritto da RODA (1965 b), M. Nafruso, loc. Prestarona. Questi calcari continuano estesamente sopra Cànolo nella tavoletta Antonimina, da loc. Solara a loc. Petroso a M. Giunchi a loc. Mandarola, e poi riprendono in loc. Chiusa a S di M. Mùtolo. I graniti di M. S. Junio, Passo di Ropolà, M. Campanaro e quelli di M. Cacciagrande, M. Cola, M. S. Mauro mostrano incassate lenti di filladi, e ad Antonimina sopportano due piccoli lembi di calcare a Clipeine a N e a S del paese. Da questa località iniziano i gneiss granatiferi e migmatitici che si estendono a contatto col granito verso Sud. Probabilmente i graniti della Falda di Galati vanno limitati alle masse prima nominate, contenenti lembi di filladi e limitate verso la Serra S. Bruno dalla piana di Villaggio Zòmaro-Cànolo Nuovo, le cui alluvioni sabbiose possono nascondere una superficie tettonica riesumata dall'erosione. Va ricordata anche la masserella granitica nelle filladi di Vallone Melìa a W di Cànolo. Tutte le filladi di queste zone contengono vene quarzose spesso mineralizzate e vene pegmatitiche, e sono spesso cornubianitizzate, localmente con biotite.

Tutta questa fascia di terreni sedimentari mesozoici dalla Fiumarella di Guardavalle alla Fiumarella Novito mostra un'abbastanza uniforme e ripida inclinazione verso la costa. La successione dal mare verso l'interno del Mesozoico, delle filladi e degli scisti biotitico-granatiferi è sempre stata interpretata come una normale successione monoclinale costituente il fianco SE della Serra S. Bruno, con terreni sedimentari trasgressivi sopra un cristallino a metamorfismo crescente verso l'interno. Si ritiene qui più probabile l'ipotesi che Mesozoico e filladi costituiscano un'unità (Falda di Galati) tettonicamente sottostante a quella degli scisti biotitico-granatiferi in base alle seguenti considerazioni:

a) a N della stretta di Catanzaro e nell'estremo S della Calabria questa giacitura appare praticamente certa, spesso con l'intermezzo della « falda degli scisti bianchi »;

b) il contatto tra le filladi e gli scisti biotitico-granatiferi è tirato sulla Carta al 25.000 in modo estremamente sommario, così da non permettere di confidare che i profili di successione continua con giacitura a monoclinale riportati dalla carta siano frutto di accertamenti diretti;

c) in corrispondenza del contatto sopra riferito la morfologia mostra una posizione degli scisti biotitico-granatiferi decisamente e continuativamente più elevata di quella delle filladi.

Si tratta tuttavia di un problema da accertare direttamente sul terreno. Qualora la successione di scisti biotitico-granatiferi, filladi e Mesozoico sedimentario dovesse confermarsi come una continua monoclinale inclinata a SE, si potrebbe collegare questa giacitura con la posizione relativamente esterna dell'affioramento mesozoico-filladico rispetto sia agli affioramenti della Falda di Galati a N della stretta di Catanzaro ed all'estremo S della Calabria, sia agli affioramenti della Falda dell'Aspromonte dalla Catena Costiera alla Sila alla Serra S. Bruno all'Aspromonte ed ai Peloritani. L'affioramento dovrebbe allora esser considerato come una estrema parte frontale della Falda dell'Aspromonte, comprendente la zona di passaggio dalle facies cristalline profonde tipiche della falda stessa alle facies filladiche iniettate ed al Mesozoico altrove sovrascorso dalla Falda dell'Aspromonte e costituente appunto la Falda di Galati. L'ipotesi non sembra tuttavia molto valida perché tra filladi e terreni cristallini a forte metamorfismo il passaggio appare troppo rapido, e perché in questo quadro non sarebbe possibile ubicare la genesi della Falda di Castagna o degli « scisti bianchi ».

La Falda di Galati nella Carta al 25.000; versante S dell'Aspromonte

Un terzo esteso lembo della Falda di Galati sembra ricomparire al piede meridionale dell'Aspromonte a partire dalla tavoletta Àfrico dove le filladi ed i calcari titonici ricompaiono alla Motticella presso Bruzzano, nonché in vari lembi rispettivamente a SW di Bruzzano, a NE di Staiti, a Staiti e due lembetti a SW di Staiti. Fra Capo Spartivento e Palizzi GUZZETTA (1964) descrive gli argilloscisti filladici poco metamorfici su cui poggia il « livello marnoso ferrifero rosso » correlabile con gli altri consimili livelli basali della trasgressione giurassica nella Falda di Galati, ed i vari lembi di « brecce calcaree di periscogliera » a *Clypeina jurassica* sporgenti da sotto la copertura tardiorogena oligomiocenica dalla Rocca di Fumatà a M. Rotonda passando per Palizzi, e presso la costa in lembetti sparsi per vari km ai due lati di Palizzi Marina. Le filladi si chiudono verso W sotto le marne ed arenarie tortoniane in Regione Deri presso il mare a SSW di Palizzi. Lascia perplessi il confronto con la tavoletta Palizzi della Carta al 25.000, che

non mostra una chiara sovrapposizione delle filladi sugli scisti biotitici o gneiss occhiadini, e mostra lembi di calcare giurassico associati con scisti biotitici (Palizzi Marina) o con gneiss occhiadini (loc. Zidestro o SW di Staiti).

Nella tavoletta Bova Marina le filladi ricompaiono da sotto i gneiss granatiferi, ma anche da sotto a « scisti quarzitici bianchi » e ad « ortoscisti leucocrati ». Su di esse si osservano quattro limitati lembi di calcare titonico a Sideroni ad E di Bova Marina; masse di granito sono collegate con le filladi a M. Maradha, Pitturina e Ponte Lapse. L'emergere delle filladi da sotto i gneiss sembra

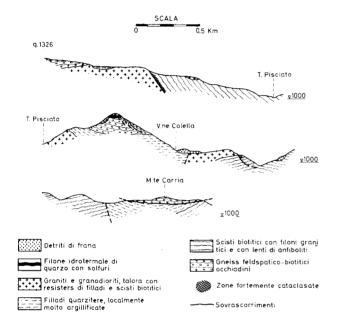



FIG. 81 — Profili geologici della zona del Vallone Colella (Fiumara Amendolea) secondo MELIDORO & GUERRICCHIO (1969).

— Geological profiles in the Vallone Colella area (Amendolea River) according to MELIDORO & GUERRICCHIO (1969).

evidente soprattutto lungo la Fiumara di Amendolea e la Fiumara di Condofuri. Nella tavoletta Mèlito di Porto Salvo affiorano ancora filladi da sotto gli scisti biotitici o gneiss occhiadini, che sembrano generalmente in giacitura di klippen. Ancora nella tavoletta Capo dell'Armi si osserva la finestrella di S. Andrea nella Fiumara S. Vincenzo a NNE di Capo dell'Armi, con filladi e graniti al di sotto dei gneiss occhiadini. Più a Nord si hanno altre probabili belle finestre filladiche sotto gli scisti biotitici, a loro volta sottoposti a gneiss, nella tavoletta Bagaladi e nella tavoletta S. Lorenzo, ad E e a W di Condofuri e da Roccaforte del Greco verso Bagaladi, nonché a M. Carrìa. MELIDORO & GUERRICCHIO (1969) riportano il rilievo geologico di una piccola zona attorno a Punta d'Atò a NW di Roccaforte del Greco, con filladi attraversate da vene di rocce acide e da un filone granodioritico fortemente cataclastico potente fino ad una diecina di metri, nonché da filoni di quarzo con solfuri. Secondo gli autori le filladi mostrano passaggio graduale verso il basso agli scisti biotitici localmente gneissici e granatiferi, contenenti a loro volta filoni e vene di rocce acide. Gli scisti biotitici mostrerebbero passaggi graduali oppure netti ai gneiss occhiadini tettonicamente sovrapposti alle filladi. Inoltre si hanno graniti con passaggi graduali verso i gneiss occhiadini e con zone migmatitiche di transizione anche verso gli scisti biotitici e le filladi. La descrizione di MELIDORO & GUERRICCHIO (1969) fa pensare, quanto meno, alla presenza nella Falda di Galati di scisti biotitici con significato di facies profonda rispetto alle filladi, oppure di prodotto di contatto. Tuttavia la zona rilevata è troppo piccola e se si pensa a ciò che è dato osservare nelle zone di tettonica a scaglie, ed all'ampiezza che dovrebbero assumere dei veri passaggi graduali fra zone di diversa facies metamorfica, nonché al preconcetto autoctonista manifestato dagli autori, è ben possibile che i cosiddetti passaggi graduali siano in realtà tettonici (fig. 81).

Conclusioni sulla Falda di Galati

Dall'insieme dei dati disponibili la prima conclusione che si può trarre è quella del sicuro collegamento del caratteristico Mesozoico della Falda di Galati con filladi più o meno iniettate da vene granitiche e quarzose, oppure associate con masse granitiche per lo più limitate, oppure ridotte a cornubianiti da fenomeni di contatto. Come già osservato addietro, la « iniezione » di rocce acide sembra un netto carattere distintivo rispetto alle mesozoiche filladi del Complesso Liguride, associate con ofioliti e prasiniti e calcari straterellati ad intercalazioni terrigene della facies dei calcari a Calpionelle o del membro calcareo-scistoso della Formazione del Frido. Per quanto risulta dalla Carta al 25.000 e dalle descrizioni degli autori, il carattere dovrebbe essere distintivo anche rispetto alle filladi della Falda di Longi che non mostrano col granito relazioni tipo « filladi iniettate », ma un semplice contatto termometamorfico con sottoposizione ad una comune copertura trasgressiva infraliassica. La relazione tra filladi e graniti è stata osservata anche da QUITZOW (1935 a), nella valle dell'Arente presso Paola, presso Grimaldi

ed Amantea, presso Palizzi e nella zona costiera (presumibilmente presso Palizzi, ma non è chiaro), nonché presso S. Angelo nei Peloritani. Anche se QUITZOW non ha collegato le due cose, si tratta di zone in cui sulle filladi trasgredisce il Malm a Clipeine. Interessante è la segnalazione da parte di COTECCHIA & MELIDORO (1966) di un complesso di filladi interposto a Gimigliano fra la successione filladi inferiori-prasiniti-calcari cristallini (già a Calpionelle) da una parte, e terreni appartenenti sicuramente alla Falda dell'Aspromonte e probabilmente a quella « degli scisti bianchi » dall'altra (fig. 82). Le filladi in questione conterrebbero lenti di calcari cristallini ed ammassi di porfido quarzifero rosso e non mostrerebbero termini calcescistosi; questo insieme di caratteri fa pensare

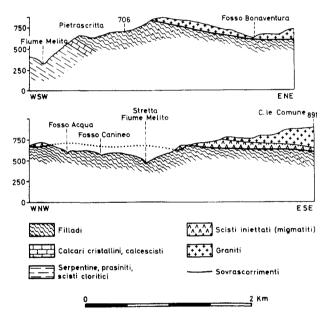



FIG. 82 — Profili geologici presso Gimigliano secondo COTECCHIA & MELIDORO (1966).

— Geological profiles near Gimigliano according to COTECCHIA & MELIDORO (1966).

che non possa trattarsi delle filladi della Formazione del Frido, associate con rocce verdi e frequentemente calcescistose, bensì della sovrastante « falda calabrese inferiore » o « unità filladica » di DUBOIS (1970), e pertanto di filladi riferibili alla Falda di Longi od a quella di Galati. La segnalazione di porfido quarzifero rosso è molto peculiare e diversifica questo affioramento dalle altre descrizioni degli affioramenti della Falda di Galati.

Una seconda conclusione è che sulla Carta al 25.000 si riscontra molto chiaramente la mancanza di relazioni fra le aree dei calcari a Clipeine e quelle degli « scisti bianchi », che insieme dovrebbero partecipare alla costituzione della « falda calabrese intermedia » di DUBOIS (1970). Non è pertanto il caso di parlare dei calcari in questione come della copertura sedimentaria degli « scisti bianchi », la cui più netta caratteristica di distribuzione regionale è l'immediata sottoposizione ai gneiss granatiferi.

I lembi filladico-granitici o mesozoici attribuibili alla Falda di Galati mancano in tutta la Catena Costiera da S. Agata d'Ésaro fino a Martirano, dove pure son presenti i gneiss granatiferi della Falda dell'Aspromonte. Si potrebbe pensare che questa lacuna sia stata meccanicamente causata dal trasporto verso Est della Falda dell'Aspromonte e di una sua zona esterna costituita dalle filladi e dai sedimenti del Rossanese, qui descritti come Falda di Longi. Tuttavia nell'insieme da Amantea a Catanzaro a Guardavalle ad *Agnana a Bruzzano* alla zona di Capo dell'Armi gli affioramenti descritti in questo lavoro come Falda di Galati formano un arco molto consistente, che continuato con quelli di Forza d'Agrò e Novara di Sicilia appare ben concentrico ed interno rispetto all'arco Rossano-Taormina-Longi, e ben parallelo alla curvatura strutturale dell'intero arco calabro-peloritano.

La Falda di Castagna nella letteratura

E' ben riconoscibile in CORTESE (1895): « una forma speciale di scisti, che rappresenta evidentemente una parte alta della fillade, è quella che sta, in alcune regioni calabresi, tra la vera fillade e gli scisti o gneiss granatiferi propriamente detti. La pasta dello scisto è bianca se la mica è bianca ».

« Lo scisto micaceo bianco passa anch'esso a gneiss mandorlato simile a quello descritto, ma di un aspetto che più propriamente potrebbe chiamarsi granito porfiroide. Questa forma di scisto, per il suo colore, si riconosce bene anche da lontano. La troviamo sviluppata nelle alte valli dell'Amato e del Corace (Pedivigliano, Decollatura, Soverìa Mannelli, Castagna, Cicala, Colosimo, Carlòpoli e Panettieri, sopra Feroleto, ad Amato, Miglierina e fin presso Catanzaro, sulla strada che mena a Gimigliano); poi nella valle del Crati (sopra Cerisano da una parte, e sopra Pietrafitta, Serra Pedace, Mangone, San Stefano di Rogliano, dall'altra). I talcoscisti si trovano invece concentrati sulle falde di Màida, Iacurso, Cortale, Girifalco ecc. Però anche qui si trovano degli scisti bianchi, come nelle località sopradenunciate e il talcoscisto fra i micascisti bianchi ».

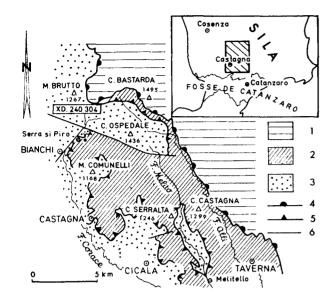



FIG. 83 — Cartina della zona di Castagna secondo DUBOIS (1966 c). 1 - unità dell'Alta Sila (paragneiss granatiferi); 2 - unità di Castagna (ortogneiss occhiadini); 3 - unità di Gimigliano (filladi); 4 - ricoprimento dell'unità dell'Alta Sila su quella di Castagna; 5 - ricoprimento di quest'ultima su quella di Gimigliano; 6 - faglie.

— Schematic map of the Castagna area according to DUBOIS (1966 c). 1 - High Sila unit (garnetiferous paragneisses); 2 - Castagna unit (augen-orthogneisses); 3 - Gimigliano unit (phyllites); 4 - overthrust of High Sila on Castagna unit; 5 - overthrust of Castagna on Gimigliano unit; 6 - faults.

« Difficile è stabilire una delimitazione esatta tra le filladi, i gneiss mandorlati, i micascisti e talcoscisti, ecc. ».

« Rimane soltanto come fatto certo, che i micascisti e talcoscisti stanno alla parte superiore della grande formazione degli scisti lucenti ».

Le osservazioni di CORTESE sono pienamente confermate dagli autori successivi e dalla Carta al 25.000, a parte il dato sulla sottoposizione dei « gneiss e micascisti fondamentali » dell'Aspromonte alle filladi che non risulta confermato. Molto meno vide QUITZOW (1935 a), che tradusse i « micascisti bianchi » della Carta d'Italia in « gneiss bianchi sericitici » derivati da graniti e li vide in alternanza con gli scisti biotitici sebbene li attribuisse ad un metamorfismo di epizona.

In SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) è ricordata la formazione dei « micascisti bianchi » di CORTESE (1895) tra Sorbo e S. Basile, dove però essa risulterebbe data da gneiss a muscovite « a struttura cataclastica e a tessitura piano parallela od ondulata. Si rinvengono però gneiss ghiandolari a mica muscovitica e biotitica. Gli occhi quarzoso-feldispatici variano dalle dimensioni di pochi millimetri a due-tre centimetri. Non sono rari in questa formazione i filoni quarzosi e quarzoso-feldispatici a grandi lamelle muscovitiche ».

BONFIGLIO (1963) ricorda gli « scisti bianchi » fra S. Cristina d'Aspromonte e Piano Alati dove sarebbero macroscopicamente corrispondenti alla descrizione di CORTESE (1895), e quelli di Girifalco che apparirebbero invece alternarsi con la formazione kinzigitica.

Una chiara individuazione della « falda degli scisti bianchi » si trova in DUBOIS & GLANGEAUD (1965), che la denominano « Unità di Castagna », nome probabilmente destinato a rivestire priorità. Essi ne fanno « una spessa lama di graniti essenzialmente porfiroidi, che cavalca l'unità di Gimigliano (= Complesso Liguride) per grandi distanze. I graniti, dinamometamorfosati durante la messa in posto, hanno acquistato una facies di gneiss occhiadino più o meno pronunciata. L'unità di Castagna comprende una lama principale sotto la quale le filladi affiorano in finestra nell'alta valle del F. Melito. Alcuni klippen isolati da questa lama principale riposano sulle filladi nella regione di Tiriolo ».

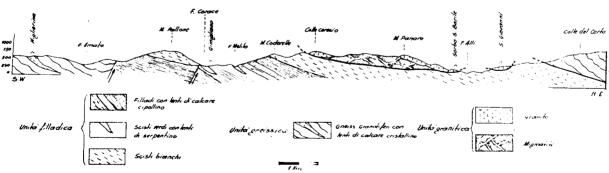



FIG. 84 — Profilo geologico Miglierina-Gimigliano-S. Giovanni secondo BONFIGLIO (1966).

— Geological profile Miglierina-Gimigliano-S. Giovanni according to BONFIGLIO (1966).

DUBOIS (1966 a) descrive estesamente l'unità di Castagna, definendola nell'affioramento fra Taverna e Colle Ospedale culminante nel Colle Serralta e

nel Colle Castagna, e ritrovandola in lembi isolati fra Pedivigliano e Diano, presso Soverìa Mannelli e nella regione di Tiriolo (M. Farinella, M. Codorelle, Colle Pallone ecc.). L'unità costituirebbe una lama inclinata a 30°NE, interposta (fig. 83) fra la sottostante unità di Gimigliano (= Complesso Liguride di questo lavoro) e la sovrastante unità dell'Alta Sila (= Falda dell'Aspromonte di questo lavoro). Essa comprenderebbe gneiss occhiadini a biotite (Taverna) o a muscovite (Tiriolo), gneiss bianchi a placchette (Albi) e filoni pegmatitici a tormalina (Taverna). La scistosità si attenuerebbe in vari punti fino a scomparire dando luogo ad una roccia tipicamente granitica. Si tratterebbe in ogni caso di scistosità di frattura postcristallina a struttura « fillonitica », tale da qualificare queste rocce come ortogneiss seritici dovuti a dinamometamorfismo di graniti. Anche i filoni pegmatitici mostrerebbero lo stesso stiramento dinamometamorfico.

Che si tratti di una falda sarebbe dimostrato dai caratteri « vigorosamente dinamometamorfici » della sua base verso le sottostanti filladi e della sua sommità verso i gneiss granatiferi. La traslazione sarebbe avvenuta verso SW, come anche per i gneiss granatiferi, prima della trasgressione dei conglomerati oligomiocenici.

Dubois (1966 c) osserva nell'unità di Castagna termini contenenti quarzo riassorbito di tipo riolitico a Serra di Piro a N di Castagna.

I primi dubbi sull'origine degli « scisti bianchi » vengono espressi da Bonfiglio (1966) che li vede (fig. 84) in successione graduale al di sopra delle filladi e perciò stesso difficilmente caratterizzabili come ortoscisti. Anche per Cotecchia & Melidoro (1966) questi « micascisti bianchi » a biotite e raro granato e pertanto di mesozona potrebbero derivare da « un'argilla ricca di silt o sabbia quarzosa ». Probabilmente associati sarebbero « gneiss ghiandolari » a mica muscovitica e biotitica.

Borsi & Dubois (1968) riportano datazioni assolute di « ortogneiss » di Cicala, Taverna e Racise provenienti dalla Falda di Castagna del presente lavoro, dalle quali si rileva l'età « incontestabilmente paleozoica » malgrado i « parziali ringiovanimenti, variabili secondo i livelli in funzione della prossimità ai contatti tettonici maggiori », e nella stessa roccia maggiori per la biotite che per la muscovite.

Brossè (1968) descrive gli « ortogneiss » della « unità di Castagna » a Monte Tiglio, Colle Pallone, Colle Stretto, Monte Farinella, Contrada Triarie, Monte Codorelle presso Gimigliano (v. addietro fig. 78): rocce occhiadine a mica bianca passanti a miloniti molto micacee, sovrapposte tettonicamente sugli « scisti epimetamorfici a quarziti » della « unità di Gimigliano » (= Complesso Liguride).

Afchain (1968) segnala gneiss occhiadini (forse equivalenti agli scisti bianchi nel senso di Dubois, 1966 a) a Capo San Giovanni a SE di Bova Marina, in rapporti non visibili con le filladi iniettate (= Falda di Galati). Ancora Afchain (1969) segnala a Montebello Jonico a SSE di Regio Calabria gli stessi gneiss occhiadini in finestra tettonica sotto filladi (fig. 85), talora con l'intermezzo di scisti a biotite-muscovite-tormalina e talora sillimanite, forse di contatto. A NW di Roccaforte

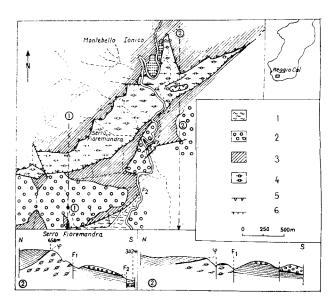



Fig. 85 - Finestra di Montebello Iònico (Reggio Calabria) secondo Afchain (1969). 1 - argille scagliose varicolori; 2 - molassa inframiocenica; 3 - filladi; 4 - gneiss occhiadini; 5 - contatto di ricoprimento; 6 - faglie.

— Montebello Ionico window near Reggio Calabria according to Afchain (1969). 1 - variegated scaly shales; 2 - Lower Miocene molasse; 3 - phyllites; 4 - augengneisses; 5 - overthrust contact; 6 - faults.

del Greco Melidoro & Guerricchio (1969) segnalano « cataclasiti provenienti da rocce granitiche e gneissiche, interposte fra gli gneiss (a tetto) e gli scisti biotitici (a letto) » che potrebbero corrispondere agli « scisti bianchi ».

Le maggiori notizie sugli « scisti bianchi » si hanno nel lavoro di Colonna & Zanettin Lorenzoni (1970) per la zona di Tiriolo, interessante anche perché dal punto di vista generale esso dice più di quanto gli autori stessi suppongano. Essi distinguono una formazione filladica « di norma » sottoposta agli scisti bianchi con passaggio graduale o anche tettonico (« scollamento »), ma anche in rapporti di passaggio laterale. Per di più, in seno alla formazione filladica essi distinguono da

un lato « filladi pieghettate » e « nelle parti stratigraficamente più alte della formazione » anche « filladi pieghettate a lenti di quarzo », ambedue a sericite e muscovite, clorite, quarzo, albite, feldispato potassico, accessorie tormalina ed ilmenite, talora cloritoide; dall'altro lato « filladi micascistose quarzifere a carbonati, cloritoide e minerali di ferro » a sericite e muscovite, clorite, quarzo, cloritoide, carbonati « impregnati da sostanze ferruginose rossobrune », pirite, talora biotite detritica, tormalina ed altri accessori, rara albite. Il carbonato è presente anche in alcuni campioni delle « filladi pieghettate a lenti di quarzo ».

Le « filladi a carbonati » rappresentano « i livelli ritenuti più elevati in quanto vengono a contatto con quarziti anagenitiche e con calcari ai quali succedono le pietre verdi ». Questo punto mal si accorda con la precedente indicazione di diffusione « nelle parti stratigraficamente più alte della formazione » delle « filladi pieghettate a lenti di quarzo » e non soddisfa neanche preso isolatamente perché sembra voler dire che l'elevatezza del livello non è stata direttamente osservata. Il lavoro di COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970) è molto utile petrograficamente, ma non è molto chiaro dal punto di vista stratigrafico come non lo sono anche altri recenti lavori su zone vicine addietro citati, mentre per il quadro dei grandi lineamenti strutturali della regione servirebbero proprio indicazioni precise e soprattutto oggettive sui rapporti di giacitura dei vari litotipi.

Appare chiaro dal lavoro stesso che le filladi legate alle rocce verdi, nonché ai calcari probabilmente rappresentativi della formazione a Calpionelle, sono particolarmente ricche in carbonato ankeritico in armonia con la loro identificabilità con gli scisti del Complesso Liguride descritti da OGNIBEN (1969) e da VEZZANI (1968 e), mentre invece le filladi non legate alle rocce verdi sono più feldispatiche e non contengono carbonati tranne che entro alcune lenti quarzose. Queste ultime filladi potrebbero pertanto non essere identificate con gli scisti del Complesso Liguride. Nel testo non è detto se le filladi facenti passaggio graduale agli « scisti bianchi » siano quelle con ankerite oppure quelle senza, ma dalle descrizioni sembra che siano quelle senza ankerite. Gli autori potrebbero pertanto aver osservato:

1) filladi derivate da scisti del Complesso Liguride, ricche di carbonato ankeritico;

2) filladi non carbonatifere eventualmente riferibili al livello della Falda di Longi (Mesozoico a trasgressione liassica);

3) filladi non carbonatifere eventualmente riferibili al livello della Falda di Galati (Mesozoico a trasgressione supragiurassica) nel qual caso esse dovrebbero con probabilità essere contraddistinte da vene o masse granitiche;

4) filladi riferibili alla Falda di Castagna, come sembrano dover certamente esistere dati i passaggi graduali laterali e verticali agli « scisti bianchi » riferiti dagli autori.

Queste possibilità, o per lo meno la distinzione fra un livello a filladi ricche di ankerite ed uno di filladi non ankeritiche e più feldispatiche, né si ricavano né sono contraddette dai dati riferiti da COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970), dalla cui descrizione si ha anche che « la formazione metarcosico-conglomeratica poggia ovunque sulle filladi » e che queste « vengono a contatto, piuttosto spesso, con termini quarzitico-anagenitici o addirittura con calcari e pietre verdi senza l'interposizione di facies metarcosico-conglomeratiche ».

Questa vaghezza stratigrafica lascia a bocca asciutta chi cerca nell'associazione filladi-calcari-pietre verdi la continuazione calabrese del Complesso Liguride calabro-lucano, quale risulta dagli ultimi lavori di DUBOIS (1969 c; 1970), di HOFFMANN (1969; 1970) e di DE ROEVER E. W. F. (1972). Tanto meno persuasiva risulta la ricostruzione di una successione filladi-scisti bianchi-anageniti e quarziti-calcari-pietre verdi, per tacere delle attribuzioni di età nell'affermazione che « la serie è più completa e più sviluppata là dove la sedimentazione permocarbonifera è stata più regolare ed uniforme, cioè là dove non compaiono scisti bianchi », evidentemente poco compatibili con calcari e pietre verdi.

Ben documentata riesce invece la determinazione degli « scisti bianchi » come metarcosi conglomeratiche e metaconglomerati ad albite, microclino, muscovite, biotite, talora granato e quarzo, ciottoletti granitici, con matrice a quarzo, feldispati e sericite, talora con attinoto ed epidoto, e con passaggi a termini filladici e quarzitici, il tutto in un chiaro quadro di epizona.

Per DUBOIS (1970) gli « scisti bianchi » costituiscono la ortogneissica « falda calabrese intermedia » o « unità di Castagna », intercalata fra la sottostante filladica « falda calabrese inferiore » e la sovrastante paragneissica « falda calabrese superiore ». Il collegamento tra « scisti bianchi » e unità filladica secondo BONFIGLIO (1966) viene respinto da DUBOIS (1970) soprattutto in base alla natura fillonitica e diaftoritica degli « scisti bianchi », che denuncia una vicenda metamorfica molto differente da quella delle filladi. Il concetto

è valido e va accettato, mentre non risulta accettabile la « copertura giurassica della falda intermedia » data secondo DUBOIS (1970) dai calcari a Clipeine che viceversa sono sempre ubicati su filladi associate con graniti e mai su « scisti bianchi », come addietro segnalato a proposito della Falda di Galati.

Gli « scisti bianchi » vengono definiti come graniti carboniferi con associati lembi filladici contattometamorfici a lenti calcaree. Fra questi lembi vengono intese sia le filladi della Falda di Galati di questo lavoro, sia gli « scisti vari di Pentone » di CORTESE (1895) e gli « scisti iniettati » di QUITZOW (1935 a) che invece vanno in gran parte riferiti alla Falda dell'Aspromonte (v. avanti). Gli scisti rivestono secondo DUBOIS una facies di ortogneiss occhiadini a biotite od a muscovite dominante, passanti a graniti cataclastici ed a filoni aplitici o pegmatitici. La cosa si spiega col fatto che nella « falda intermedia » vengono da DUBOIS inclusi anche i graniti dell'allineamento Catanzaro-Aiello Càlabro, di cui gli « scisti bianchi » costituirebbero la facies laminata.

In una nota finale DUBOIS (1970) trova che le conclusioni di COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970) sugli « scisti bianchi » di Tiriolo sono « sorprendenti » e « non possono essere discusse seriamente ». Mentre non sembra che abbia ragione per quanto riguarda la natura metarcosica degli scisti bianchi, ben descritta e motivata nello studio citato, appare invece probabile che ce l'abbia quando dice che « la sovrapposizione stratigrafica che essi descrivono non corrisponde ad alcuna sezione che possa essere tracciata nella regione di Tiriolo-Gimigliano ».

Degli « scisti bianchi » fra Martirano e Falerna trattano PICARRETA & ZIRPOLI (1970), ed anch'essi collegano gli « scisti bianchi » con le filladi sottostanti alle « pietre verdi », mentre in realtà dal loro lavoro non risulta che abbiano osservato rapporti di sottoposizione di « scisti bianchi » a « pietre verdi ». Ritenendo essi « probabile che parte delle rocce del gruppo filladico abbia subito una impronta metamorfica fondamentale precedente all'orogenesi alpina » (ed essendo molto verosimile che di questa impronta facciano mostra eventuali filladi facenti parte della calabride « falda degli scisti bianchi » o delle calabridi falde di Longi e di Galati, e non del sottostante Complesso Liguride), gli autori appaiono indotti a dare una successione dal basso in alto di: 1) filladi e scisti bianchi; 2) pietre verdi; 3) quarziti e argilloscisti filladici poco metamorfici. Questa successione tuttavia non è mai materialmente ed esplicitamente descritta dagli autori, e contrasta con tutte le indicazioni della letteratura da CORTESE (1895) in poi circa l'immediata sottoposizione degli « scisti bianchi » alla formazione kinzigitica e rocce associate, sicché per adesso è giocoforza ritenere che sia frutto del solito apriorismo che nella storia della geologia ha fatto vedere innumerevoli sottoposizioni di rocce più antiche a rocce più recenti quando invece la successione era anormale per cause tettoniche. In questo caso l'interposizione degli « scisti bianchi » tra filladi a letto e formazione kinzigitica a tetto risulta chiaramente sia dalla Carta Geologica al 100.000 che da quella al 25.000. Per quanto riguarda la petrografia degli « scisti bianchi » PICARRETA & ZIRPOLI (1970) confermano i risultati di COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970), distinguendo termini di metaconglomerati, metarcosi conglomeratiche, paragneiss minuti e quarziti feldispatiche.

Infine, COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1972) riferiscono sugli « scisti bianchi » tra il Corace ed il Fosso Patia presso Gimigliano, che apparterrebbero alla formazione filladica a calcari e pietre verdi (= Complesso Liguride del presente lavoro) e sarebbero a contatto « non tettonico » con le pietre verdi mediante termini di transizione, cui già si è accennato addietro (v. Complesso Liguride) osservando che in rocce metamorfiche potrebbero benissimo essersi originati per mescolanze tettoniche. Anche in questo lavoro spicca la costante vaghezza sui rapporti di giacitura fra i vari litotipi osservati, per cui non risulta se gli « scisti bianchi » stanno sopra alle pietre verdi, come è probabile, o viceversa.

DE ROEVER E.W.F. (1972) descrive gli « scisti bianchi » della zona di Fuscaldo sotto il nome di « filloniti ed ortogneiss di Vaccarizzo » comprendenti tre litotipi principali.

Le *filladi grigie e nere* sono filloniti a cataclasi molto più intensa che non le « filladi di Rota Greca » (= filladi liguridi, che mostrano invece strutture ereditate da argilloscisti stratificati) e sono parascisti a struttura blastopsammitica e talora blastopsefitica di quarzo, feldispati e miche, con metamorfici albite, quarzo, sericite, clorite, stilpnomelano ecc., con biotite all'estremo S dell'area studiata. Le *filladi occhiadine* sono filloniti ad occhi di feldispato albitico o pertitico, talora di quarzo, in una matrice di minerali metamorfici come quelli del termine precedente. Gli *ortogneiss* sono dati da albite, quarzo, sericite con scarsi clorite, stilpnomelano, epidoto, apatite e titanite, con struttura gneissica, talora granitoide con relitti di andesina

e microclino, cataclastica fino a dare termini di filloniti bianche.

Le filladi occhiadine vengono discusse concludendo per un'origine da tufi od ignimbriti rioliticodacitiche, comagmatiche rispetto ai graniti originari degli ortogneiss e correlabili con i termini a quarzo riolitico osservati da DUBOIS (1966 c) a N di Castagna. Tutto l'insieme sarebbe dato da rocce erciniche metamorfosate in epoca alpina secondo i dati di BORSI & DUBOIS (1968).

Le « filloniti ed ortogneiss di Vaccarizzo » costituirebbero un'unità tettonica indipendente, potente fino a qualche centinaio di m, ben caratterizzata dalla combinazione di età antica e grado metamorfico nella « bassa facies di scisti verdi », e forse comprendente sia l'unità di Castagna che la falda delle filladi paleozoiche di DUBOIS (1970).

La Falda di Castagna nella Carta al 25.000

Per i rilevatori della Carta Geologica al 25.000 (BURTON, 1971) gli « scisti bianchi » vanno sotto il nome di *scisti e gneiss originatisi per metamorfismo di dislocazione*, attribuiti ad originarie rocce eruttive per i fogli S. Giovanni in Fiore e zone contigue dei fogli Cosenza, Nicastro e Catanzaro, mentre è avanzata l'ipotesi di origine sedimentaria per piccole masse di rocce simili intercalate nelle filladi verso NW nei fogli Cosenza e Paola. In queste aree si tratterebbe in ogni caso di un'unità ben distinta, mentre nei fogli Locri, Reggio Calabria e Mèlito di Porto Salvo sembrerebbe trattarsi di prodotti di laminazione di graniti intrusi nel complesso degli scisti biotitici e gneiss (= Falda dell'Aspromonte).

Passando all'esame della Carta al 25.000, si osservano due problematici lembi di « filladi arenacee associate ai graniti laminati » a N di Fuscaldo in posizione intermedia fra gli « scisti verdi » liguridi e i « gneiss biotitico-granatiferi della Falda dell'Aspromonte: secondo DE ROEVER E.W.F. (1972) risulta trattarsi di « scisti bianchi ». Una più sicura menzione di « leucoscisti, rocce intensamente laminate, spesso a composizione granitica » si ha per la località Pietra Stretta a W di Palazzello nella tavoletta Lattàrico. Più settentrionali affioramenti di « scisti bianchi » sopra gli « scisti verdi » liguridi vengono segnati da DE ROEVER E.W.F. (1972) fino a N di Rota Greca e di Serra Petrulla.

Molto estesi si fanno gli affioramenti di « scisti bianchi » tra Paola e Montalto Uffugo, in chiara giacitura fra « scisti verdi » liguridi a letto e la « formazione kinzigitica » a tetto, dalla valle del T. San Francesco a Cozzo Cervello a S. Maria la Castagna e tutt'attorno al klippe « kinzigitico » di M. Luta fino a M. Persano (tav. Marano Marchesato) ed alla valle del T. Deuda (tav. S. Lùcido) verso Sud. Al di là del Crati nella stessa giacitura affiorano gli « scisti bianchi » presso Castiglione Cosentino (tav. S. Pietro in Guarano) e nell'esteso affioramento silano di Serra Chiara-Costa del Sorbo-Serra Ventulilla-Serra Vaccaro (tav. Camigliatello Silano), che poi riprende, sempre fra le filladi a letto e la « formazione kinzigitica » a tetto, tra Spezzano della Sila e Serra Pasquale e presso Pedace.

Gli « scisti bianchi » sembrano riapparire nell'affioramento descritto come « gneiss e scisti occhiadini » a N di Fiumefreddo Bruzio, e poi attorno alla finestra panormide di M. Cocuzzo con i numerosi klippen poggianti sulle filladi liguridi sul versante N di Cozzo Aurulo, a SE di Serrone, a S. Pietro, a C. Rotilio, a S. Lorenzo, a Cozzo Caselle-Cocuzzo), e lungo tutto il bordo meridionale della « formazione kinzigitica » silana fra di essa ed i sottostanti « scisti filladici » dalle Sette Caselle alla sella di Peppe Cecilio, alle località Chiatrato Arbisano, le Conche, Torre Mancini, Crigline, Belsito, Marzi, Rogliano (tav. Rogliano) ed in lunga striscia continua da Rogliano a Cozzo Mauritania a Colle dei Preti a Melobuono Gianpaolo, e nella finestra di Aprigliano (tav. Aprigliano).

Ancora come « scisti e gneiss da grigio-chiari a biancastri » si hanno sopra gli scisti ofiolitiferi liguridi nella tavoletta Amantea vari lembi, per lo più immergenti sotto i conglomerati e le sabbie postorogene tortoniane da SW di Vadi a Cozzo Manganello, alla strada Lago-Terrati, alle località Marinella-C. Viola-C. Fezza a N di Aiello Càlabro, a M. Faeto ad E dello stesso abitato; nella tavoletta Malito nella stessa posizione si hanno gli estesi lembi da Malito a Carpanzano, a Diano, a Calvisi-Cupani-Petrisi, a Pedivigliano, a Motta S. Lucia e ad E dello stesso abitato, a N ed a SE di Altilia; con sempre maggiori estensioni nella tavoletta Soverìa Mannelli (Traversa, Colle dei Manni, Borboruso-Colosimi-Serra di Piro, Soverìa Mannelli-Colla) dove infine continua il grande affioramento ben interposto fra i sottostanti « scisti filladici grigi » forse calabridi ed il sovrastante « complesso igneo e metamorfico » (formazione kinzigitica) a partire da Rogliano girando sopra Parenti verso la Difesa (tav. Racise) e poi verso la zona tipica di Colle Serralba-Colle Castagna (tav. Cicala) fino ad Albi e Taverna (tav. Taverna).

Alcuni piccoli klippen di « scisti bianchi » si hanno nella tav. Nocera Tirinese in corrispondenza degli alti versanti del F. Savuto (Case Giardino, Costa del Capitano, C. Niccoli, Serra Mancini, W Nocera, e nella tav. Martirano Lombardo ai due lati del klippe granitico-migmatitico di Conflenti, ed infine (tav. Decollatura) nell'esteso klippe che da Castagna va a Panettieri e Carlòpoli e nel klippe del fondovalle del F. Amato.

Nella tav. Cicala si può ricordare, oltre alla falda principale di Colle Castagna già ricordata, anche il bel klippe di Colle Lario. Si tratta della tavoletta dove la falda degli scisti bianchi presenta forse il suo sviluppo e la sua giacitura più tipica, fra la « formazione kinzigitica » a tetto e le filladi di letto, nelle quali bisognerà cercar di discriminare eventuale materiale calabride antico da ancor sottostante materiale liguride mesozoico.

Lo sviluppo della « falda degli scisti bianchi » a N della stretta di Catanzaro riguarda pertanto soprattutto la parte meridionale della Catena Costiera e la Sila Piccola. Sempre a N della stretta si ha anche l'esteso lembo « kinzigitico » di Amato-Miglierina, sovrapposto sulle filladi con l'intermezzo di una consistente fascia di « leucoscisti » da Timpone Chianta a Maruchi, ad Angoli (tav. Pianòpoli), a M. Tiglio ed ai vari lembi della tav. Tiriolo (Colle Pallone, M. Farinella, M. Codorelle, Contrada Bulgari). Ad alquanta distanza da queste zone si ritrovano segnati « leucoscisti biancastri e gneiss occhiadini grigi » nella tavoletta Stróngoli al margine settentrionale del Bacino Crotonese, associati e forse sovrastanti a filladi quarzifere grigio-chiare prive sia di vene granitiche che di rocce verdi e calcari cristallini. Per ragioni di vicinanza al Rossanese vien da pensare che qui la Falda di Castagna si sovrapponga sul Cristallino della Falda di Longi, anziché sulla Falda di Galati o sul Complesso Liguride come altrove.

A S della stretta di Catanzaro ricompaiono gli « scisti e gneiss grigio-chiari o biancastri » al di sotto della « formazione kinzigitica » a Màida, nella valle del T. Nocella a W di S Pietro a Màida, in loc. Cuturi, a SE di Jacurso lungo il F. Pilla, da Cortale a Bosco Foderaro lungo il T. Pesipe e ad E e a W di Girifalco.

Infine riemergono « graniti fogliettati e leucoscisti » tutt'attorno all'Aspromonte, dopo il lungo tratto coperto dal massiccio delle Serre. Nel versante settentrionale si hanno gli estesi affioramenti di Gambarie-Campi di Aspromonte, probabilmente in finestra come quello di Puntone Survia, ed i vari lembetti fra il Montalto e Delianuova (tav. Delianuova). Nel versante occidentale si hanno la finestra del T. Passo della Troia ad E di S. Stefano in Aspromonte e gli allineamenti di finestre delle Contrade Nardello, Cappello Nero, Sella Entrata, M. Cendri, Irili nella tav. Cardeto, mentre nel versante meridionale si osservano altre finestrelle negli alti versanti del Montalto (Piano di Cosenza, Serra Cerasìa) nonché gli affioramenti di S. Giacoma e C. D'Andrea fra Bova e Bova Marina. Nel versante orientale dell'Aspromonte si hanno le finestre di Passo del Ladro e della Portella di Mastrangelo (tav. Delianuova) nonché i lembi di M. Fistocchio, Serro Cropanelli, Puntone d'Aria e Puntone la Croce (tav. Platì), di Pietra Mazzulisa-M. Antenna-Puntone Galera (tav. S. Luca) e quello di loc. Galari (tav. Àfrico), in posizioni che hanno bisogno di essere specificamente rivedute perché sembrano piuttosto klippen che finestre, al contrario dei lembi dei versanti occidentale e meridionale.

Conclusioni sulla Falda di Castagna

La posizione della falda degli « scisti bianchi » appare molto chiara nella zona da Fuscaldo a Catanzaro, dove essa delimita sempre la « formazione kinzigitica » verso i terreni più bassi ed è quindi ad essa sottostante. Anche per le propaggini settentrionali della Serra S. Bruno il quadro a grande scala mostra una chiara interposizione degli « scisti bianchi » di Girifalco ecc. fra le filladi di Màida e la « formazione kinzigitica ».

Mentre per la Sila Piccola si dispone di un certo assieme di dati di osservazione, nella letteratura, per l'Aspromonte si ha solo il dato di MELIDORO & GUERRICCHIO (1969) per Roccaforte del Greco, dove gli « scisti bianchi » sembrano sovrapposti a scisti biotitici. Non è detto che in questa zona la Falda di Castagna non possa mostrare terreni di mesozona come substrato degli « scisti bianchi », e che negli attigui Peloritani il tutto non si colleghi con la Falda di Mandanici a scisti di epizona profonda. Tuttavia dell'Aspromonte si sa veramente troppo poco, mentre per la zona Cosenza-Catanzaro l'esistenza della epizonale Falda di Castagna appena al di sotto della « formazione kinzigitica » può considerarsi accertata, con la riserva che rimangono da discriminare le filladi antiche eventualmente associate con gli ortogneiss o con le metarcosi granitiche dalle altre filladi antiche associate con graniti e riferibili alla Falda di Galati, nonché da altre eventuali filladi antiche riferibili alla Falda di Longi (come a Stróngoli), oltre che

naturalmente dalle filladi mesozoiche ofiolitifere del Complesso Liguride.

Per quanto riguarda la composizione degli « scisti bianchi », nella controversia fra COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970) da una parte e DUBOIS (1970) dall'altra, i bei dati petrografici apportati per Fuscaldo da DE ROEVER E.W.F. (1972) fanno pensare che possano aver ragione tutti. A Fuscaldo si avrebbero infatti filloniti blastopsammitiche e blastopsefitiche a relitti di quarzo, feldispato e mica che denunciano un'origine arcosica o subarcosica, assieme con scisti occhiadini per i quali l'autore ammette una derivazione da tufi o (più sforzatamente) da ignimbriti riolitiche, ed infine ortogneiss francamente derivati da graniti cataclastici in epizona. Arcosi, tufi ed ignimbriti trovano ben posto in associazione entro un'unità tettonica di grande estensione e di poca potenza e pertanto derivata da formazioni sedimentarie piuttosto che da massicci granitici. Per quanto riguarda gli ortogneiss, non può trattarsi che di piccole masse data la limitazione imposta dalla scarsa potenza della coltre. E' da chiedersi se non si ripeta il caso dei pseudo-affioramenti granitici della Falda dell'Aspromonte nella Catena Costiera settentrionale fra Diamante e Bonifati, dove in realtà GRANDJACQUET (1961 a) ed OGNIBEN (1969) spesso osservano massi granitici di parecchi metri di diametro nei livelli basali della Molassa a Clipeastri tortoniana.

La Falda dell'Aspromonte nella letteratura fino al 1960

CORTESE (1895) riconosce nell'Aspromonte e nel « Peloro » il « nucleo fondamentale » attorno al quale tutte le altre rocce antiche si sarebbero addossate o riversate: si tratta dei *gneiss e micascisti fondamentali* a mica nera e ad anfiboli con filoni pegmatitici, masse anfibolitiche e lenti di calcare bianco cristallino. La copertura degli gneiss e micascisti fondamentali sarebbe data dalle filladi, specialmente nell'Aspromonte e fra Tiriolo e Serrastretta, e verso l'alto seguirebbero con passaggio graduale i « gneiss mandorlati ». Nella stessa posizione sopra le filladi si troverebbero anche *gneiss e scisti granatiferi* con calcari cristallini (ossia la formazione kinzigitica) nella Catena Costiera e tutt'attorno alla Sila nonché a Sud della stretta di Catanzaro fino al M. Poro di Nicòtera, alla zona di S. Vito allo Ionio-Chiaravalle, e con gli ultimi affioramenti presso la foce del Petrace, a Gioia Tauro, ad Amato. Tutte queste rocce insieme con le filladi verrebbero profondamente iniettate da filoncelli granitici, come negli *scisti varii di Pentone* in prossimità dei *graniti.* Questi si espanderebbero nelle grandi masse della Sila estesa in lunghezza da Corigliano e Rossano a Cròpani ed in larghezza fra M. Botte Donato e Verzino, della Serra S. Bruno da Squillace fino ai Piani della Lìmina, del Capo Vaticano e dell'Aspromonte. Le masse granitiche sarebbero « quasi sempre sovrapposte alle filladi ed agli altri scisti cristallini » ma con chiari contatti intrusivi. Infine numerosi sarebbero i *porfidi,* con filoni di porfidi quarziferi o euriti nella Sila, con porfidi verdi o neri o rossi presso Catanzaro, quarziferi o no, e di nuovo filoni euritici presso Serra San Bruno e Mongiana.

Qualche studio petrografico, dopo quelli precedenti a CORTESE (1895) si ha principalmente da parte di UGOLINI (1911) che analizza la kinzigite di Monteleone Càlabro (l'odierna Vibo Valentia) e di CHELUSSI (1914) che determina al microscopio graniti, sieniti, dioriti, tonaliti, porfidi quarziferi e scisti biotitici granatiferi della Sila, del Catanzarese e di Capo Vaticano. LUGEON & JÉRÉMINE (1930) descrivono graniti monzonitici, dioriti, gabbri, pirossenoliti della zona del Lago Ampollino. NOVARESE (1931) confronta la formazione kinzigitica calabrese (micascisti e gneiss granatiferi nonché gli « scisti vari di Pentone ») con quella delle Alpi, riconoscendo come tipica l'associazione di kinzigiti e calcari con masse basiche da lui ritenute intrusive (« dioriti, noriti, peridotiti ») con una distribuzione in lembi notevoli ma prevalentemente discontinui nella Catena Costiera e nei versanti occidentali della Sila e delle Serre. « Degno della più grande attenzione è il minore affioramento diorito-kinzigitico Gioia Tauro-Palmi... che è il solo in Calabria nel quale la diorite si presenti in una così grande massa da ricordare la zona d'Ivrea nelle Alpi ». E' un suggerimento che andrebbe raccolto. Fra altri studi minori, PENTA (1933) analizza una pegmatite di Parghelia e PENTA (1934) determina quarzodioriti di Nicòtera, Palmi, Seminara e Bagnara. Problemi geologico-petrografici della Sila vengono brevemente ricordati da TORALDO DI FRANCIA (1937).

Nella sua già ricordata monografia QUITZOW (1935 a) distingue una *serie filladica* da una *serie cristallina*; in quest'ultima, praticamente coincidente con la Falda dell'Aspromonte di questo lavoro, egli descrive i graniti della Sila e della Serra S. Bruno ed il loro passare graduale e per alternanze ad una « serie gneissica » di varie migliaia di metri lungo tutto il margine occidentale della Sila, nella Catena Costiera e nella parte settentrio-

nale della Serra S. Bruno. Si tratta di gneiss granatiferi passanti a kinzigiti povere di quarzo, con iniezioni acide, masse basiche, calcari cristallini e calcefiri, nell'insieme corrispondenti alla « formazione diorito-kinzigitica » di NOVARESE (1931). Verso l'esterno (rispetto ai nuclei granitici) la serie gneissica passerebbe ad una « serie micascistosa » potente oltre 1000 m estesa al bordo occidentale della Sila e nella Serra S. Bruno, data per lo più da scisti biotitici spesso mal distinguibili dalle filladi ed alternanti con gli « scisti bianchi » di derivazione granitica. Tutta la serie è riccamente iniettata da graniti, apliti e porfidi quarziferi. Verso N e verso W l'appoggio sulle filladi è riconosciuto come tettonico.

Nell'Aspromonte e nei Peloritani mancherebbero i caratteristici gneiss granatiferi e si farebbero rare le masse basiche; tuttavia la composizione chimica del Cristallino sudcalabrese-peloritano sarebbe simile a quella del Cristallino della Sila e Serra S. Bruno, differendo solo nel grado metamorfico e mostrando principalmente micascisti di vario tipo passanti a gneiss.

La tettonica del cristallino calabrese dovrebbe essere ercinica e legata all'intrusione granitica.

Al quadro quitzowiano si richiama tutta una serie di lavori successivi. IPPOLITO (1946; 1947) segnala nella Sila « una serie di colate e cupole riolitiche e microgranitiche appartenenti ad un ciclo di vulcanesimo recente, posteriore al ricoprimento ed alla denudazione dei graniti », e le riferisce al ciclo orogenico alpino, dopo la formazione della falda cristallina di ricoprimento e prima del sollevamento recente accompagnato da tettonica a faglie. La segnalazione di « colate riolitiche post-alpine in Sila » viene anche da RITTMANN (1946) e dà luogo a determinazioni da parte di NICOTERA & VIGHI (1947) di rioliti, alcalirioliti, riodaciti, quarzolatiti ecc. SACCO (1946) dà un breve « schema geologico della Calabria ». VIGHI (1947 a; 1947 b) studia

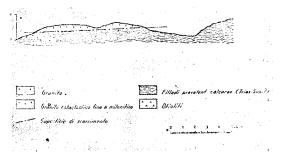



FIG. 86 — Lembo di ricoprimento a NNE di Intavolata secondo IPPOLITO (1948-49).

— Overthrust klippe NNE of Intavolata according to IPPOLITO (1948-49).

dei calcefiri delle valli del Busento e dello Iassa. IPPOLITO (1948-49) fornisce notizie sui klippen della regione di Acquappesa appartenenti al « complesso dei graniti e degli scisti cristallini » (fig. 86); sulla finestra di Pedace presso Cosenza dove sotto il complesso anziddetto affiorano le filladi (fig. 87); sulla Sila centrale dove entro il « granito » sono riconosciute anche quarzomonzoniti e granodioriti con filoni leucocrati vari, e nei « graniti anfibolici e dioriti » di CORTESE vengono riconosciuti dei

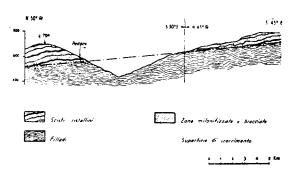



FIG. 87 — Finestra di Pedace ad E di Cosenza secondo IPPOLITO (1948-49).

— Pedace window E of Cosenza according to IPPOLITO (1948-49).

« roof pendants » ultrametamorfici, ricordando inoltre i filoni e laccoliti subvulcanici di rioliti, alcalirioliti, riodaciti; sugli « scisti vari di Pentone » che risultano dati prevalentemente da un gneiss a grana fine fittamente iniettato da un magma granitico più o meno differenziato in senso acido, realizzando tipi migmatitici « nel senso originario del termine »; aggiunge infine un chiaro « Schema tettonico della Calabria » secondo QUITZOW (fig. 88). VIGHI (1948-49 a) descrive il bordo orientale della Serra S. Bruno tra Guardavalle e Caulonia, essenzialmente come un contatto magmatico (v. addietro fig. 72 e fig. 80) tra plutoniti (prevalente quarzomonzonite biotitica con granito a grana fine e dicchi pegmatitici, aplitici e di porfidi granitici e sieniti) e « scisti filladici » ad andamento quasi verticale dati da predominanti quarzo e biotite con muscovite e clorite e con zone ad alto contenuto in calcite (e cioè gli « scisti quarzoso-biotitici spesso granatiferi » della Carta al 25.000). Presenti anche lenti di filladi carboniose. Le rocce di contatto sono di notevole compattezza e mostrano fenoblasti di quarzo, albite e più raramente ortoclasio, con tremolite, cordierite, zoisite, andalusite, muscovite, biotite. Plutoniti e scisti presentano mineralizzazioni metallifere di vario tipo attribuite ad epoca ercinica. Al contatto fra filladi e calcari si ha mineralizzazione lentiforme potente da qualche decimetro a qualche

metro, che in tutti i campioni studiati è risultata data da ossidi di ferro (limonite, goethite, ematite). Secondo minatori locali « sembra che nei livelli più bassi, accanto alla limonite, si riscontrino aree a pirite e galena », anche se « i calcari non sono metasomaticamente interessati dalla mineralizzazione; anche gli scisti sono praticamente inalterati ». A proposito dei solfuri l'autore « ha avuto due piccolissimi campioni da un minatore locale, e quindi, non è nemmeno certo della loro provenienza », ed e Nardodipace nella Serra S. Bruno (e cioè nei graniti a contatto con gli scisti biotitici della Carta al 25.000) un altro campione dello stesso tipo petrografico e magmatico.

La guida alle escursioni della SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) ricorda gli « scisti vari di Pentone », gli « scisti e gneiss granatiferi » del Villaggio Mancuso, i calcari cristallini e calcefiri dell'Ampollino, i monzogabbri, le monzoniti, le quarzomonzoniti, i graniti, le apliti, pegmatiti, porfiriti e spessartiti

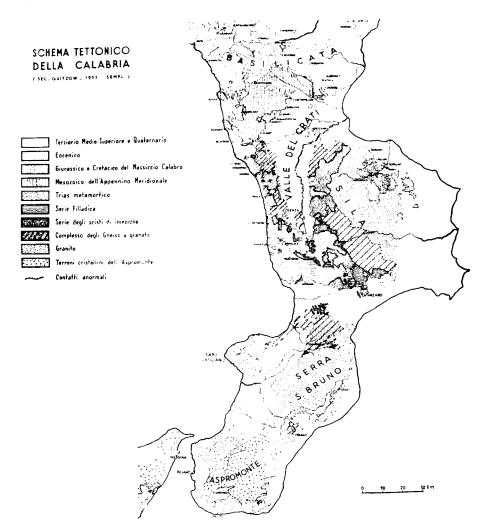



FIG. 88 — Schema tettonico della Calabria secondo IPPOLITO (1948-49).

— Tectonic scheme of Calabria according to IPPOLITO (1948-49).

opportunamente mette in rilievo le « tracce più o meno sensibili di minerali metalliferi che si riscontrano in tutti i sedimenti, dal Mesozoico al Quaternario » e cioè i ciottoli con solfuri che si ritrovano con una certa facilità nei valloni che scendono dal Cristallino. Tuttavia l'autore conclude che gli « ossidi derivano da alterazione di solfuri » portati da soluzioni mineralizzatrici in epoca alpina. VIGHI (1948-49 b) descrive per la regione S. Nicola da Spina nella Sila Grande un campione quarzomonzonitico con tendenza a granodiorite (tipo magmatico granodioritico normale), e fra S. Tòdaro della zona del lago Arvo, accompagnate da kinzigiti, gneiss kinzigitici, calcefiri, micascisti e filloniti.

Lo studio petrografico dell'alta valle dell'Arvo tra Lorica e Ramondo da parte di BERTOLANI (1959) riconosce un lembo del « grande plutone che si stende nella parte orientale della Sila » con le relative rocce filoniane e con le rocce metamorfiche incassanti. Nel plutone stesso vengono riconosciuti (fig. 89) termini di *monzogabbri* con concentrazioni orneblenditiche e filoni epidositici, di *monzoniti* e nella fascia periferica verso il contatto

di *quarzomonzoniti* e di *graniti*, spesso addirittura in alternanze con le rocce metamorfiche incassanti. Queste sono date essenzialmente da *kinzigiti* più omogenee a struttura quasi granulare e rappresentative di un metamorfismo di iniezione in senso lato, sia magmatico che anatettico, a plagioclasio quarzo biotite sillimanite granato grafite; da *gneiss kinzigitici* più zonati con alternanza tra neosoma chiaro e paleosoma scuro per meno avanzata sintessi, a plagioclasio ortoclasio quarzo biotite sillimanite granato grafite; da *gneiss kinzigitici con retrocessione metamorfica* di epizona accompagnata da iniezione di una fitta e complessa rete filoniana che dà luogo al tipo degli « scisti vari di Pentone » di CORTESE (1895), a muscovite ed epidoto con poca o nulla sillimanite; inoltre subordinati *ortogneiss* e *calcefiri*. Al contatto tra massa plutonica e metamorfiti incassanti si ha una fascia di *quarziti* ad albite mica granato e di *granuliti* a composizione di gneiss granatifero-sillimanitici, attestanti un'intensa circolazione di silice alla periferia del plutone. I filoni incassati in quest'ultimo comprendono *apliti*, *pegmatiti*, *porfiriti* e *spessartiti anfibolico-plagioclasiche*, mentre nelle metamorfiti incassanti si osservano lenti granitiche e filoni di pegmatiti, apliti, *micrograniti* e *lamprofiri* di tipo beerbachitico.

In complesso sembra essersi avuto dapprima un metamorfismo anatettico di catazona su sedimenti argilloso-arenacei ridotti alle odierne kinzigiti o gneiss kinzigitici con intercalazioni di calcefiri; quindi l'intrusione ercinica di masse magmatiche acide a chimismo sodico-calcico con spazialmente rapida differenziazione da tipi assai basici a tipi di granito aplitico, accompagnata da metamorfismo tettonico di epizona (o mesozona superiore) ed abbondanti fenomeni filoniani e tardo-magmatici, sempre di epoca ercinica; infine un'intensa fratturazione con qualche milonisi e laminazione di epoca alpina.

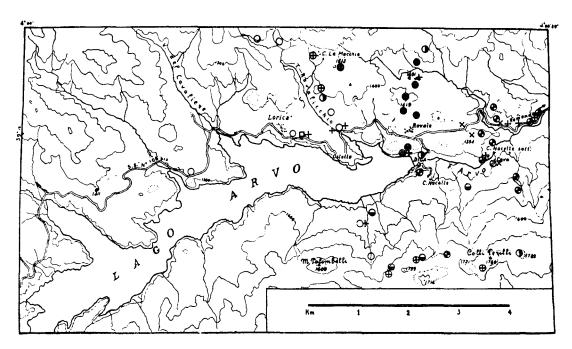



FIG. 89 — Ubicazione di tipi petrografici nella zona del Lago Arvo da BERTOLANI (1959). Cerchi pieni - monzogabbri e orneblenditi; cerchi a quarti bianchi e neri - melamonzodioriti e melamonzoniti; cerchi metà bianchi e metà neri verticalmente - quarzomonzoniti; cerchi metà bianchi e metà neri orizzontalmente - graniti ed alcaligraniti; cerchi con croce - rocce contattometamorfiche; cerchi vuoti - gneiss kinzigitici; quadrati - ortogneiss; cerchi tratteggiati - epidositi; X - filoni basici; + - filoni acidi.

— Location of petrographic types in Lake Arvo area from BERTOLANI (1959). Full circles - monzogabbros and hornblendites; circles with black and white quarters - mela-monzo-diorites and melamonzonites; circles half black and half white vertically - quartz-monzonites; circles half black and half white horizontally - granites and alkali-granites; crossed circles - contact-metamorphic rocks; void circles - kinzigitic gneisses; squares - orthogneisses; hatched circles - epidosites; X - basic dykes; + - acid dykes.

Terreni dello stesso tipo vengono studiati nel massiccio di M. Poro (Capo Vaticano) da NICOTERA (1959) che descrive una massa plutonica data da prevalenti *granodioriti* orientate e da granodioriti « porfiroidi » a grossi individui feldispatici, con numerosi inclusi femici che indicherebbero processi assimilativi e con spinta cataclasi; come rocce in-

cassanti si hanno *gneiss kinzigitici* zonati e *kinzigiti* nero-violacee piuttosto massicce, oltre a *gneiss a cordierite* con sillimanite e granato ed a *gneiss biotitici*.

BALDANZA (1960) annuncia il ritrovamento di un dicco carbonatitico presso Palmi, a calcite primaria ed altri carbonati con pirosseno diopsidico, microclino, olivina, grafite ed altri minerali, purtroppo senza ulteriori particolari e nemmeno seguito.

Una serie di misure di età assoluta si hanno in FERRARA, IPPOLITO, STAUFFER & TONGIORGI (1959) per una pegmatite di un filone presso Delianuova con 190 MA, confermata in FERRARA & HIRT (1961) per la stessa roccia, e in FERRARA & LONGINELLI (1961) per una granodiorite di località Mangiatorella presso lo spartiacque delle Serre tra Stilo e Serra San Bruno con 264 ± 14 MA, e per una quarzodiorite di Copanello con 130 ± 26 MA. Per tutti questi reperti viene ammessa un'età ercinica con ringiovanimenti connessi con le cataclasi e deformazioni meccaniche di età alpina.

La Falda dell'Aspromonte nella letteratura recente

La notevole reviviscenza degli studi geologici appenninici causata dal rilevamento della nuova Carta Geologica al 100.000 si è ripercossa solo in parte sulla Calabria, ed in buona parte ad opera di studiosi francesi. Primi fra questi CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961) vedono l'insieme cristallino della Sila accavallato verso E in scaglie che verso W affiorano fino ad Amantea con migmatiti o scisti iniettati che potrebbero costituire il substrato delle dolomie panormidi di M. Cocuzzo e di Grimaldi. In un secondo lavoro GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961) ricordano la « unità dei gneiss » comprendente anche graniti e sovrapposta a S di Sangineto alla « serie alloctona o parautoctona del Flysch a quarziti » in tutta la Catena Costiera e nella Sila fino alla zona di Amantea, Martirano, Tiriolo, Catanzaro, e di lì ricomparente a Màida a S della stretta di Catanzaro.

FARAONE (1962 a) inizia una serie di lavori mineralogico-petrografici sulla falesia di Taureana presso Palmi, osservando in una « roccia granato-pirossenico-plagioclasica » fenomeni di evoluzione in senso sialico di pirosseno hedenbergitico che subirebbe una « trasformazione naturale » in plagioclasio direttamente o attraverso un termine di passaggio costituito da epidoto. FARAONE (1962 b) osserva in una pegmatite della stessa provenienza fenomeni di cloritizzazione di biotite e di orneblenda: in quest'ultima anche attraversando stadi biotitici, e con inclusioni di plagioclasio basico e di clinozoisite che vengono « ritenute poter costituire stadi iniziali di trasformazione che evolvono verso consistenze quarzose ». FARAONE (1962 c) osserva nella stessa falesia una serie di rocce che evolverebbero da pirosseniti a gneiss comuni attraverso trasformazioni di minerali in termini diversi della stessa specie o in specie diverse, con le trasformazioni pirosseno-epidoto-plagioclasio, pirosseno-plagioclasio, pirosseno-anfibolo-biotite, con clinozoisite e plagioclasio « sensibilmente interessati da trasformazioni in senso quarzoso ». FARAONE (1962 d) esamina gneiss leucocrati della stessa falesia, riconoscendovi prodotti di « leucizzazione » della predominante « formazione micascistoso-gneissica » con fenomeni di accumulo di « ossidati ferriferi provenienti da eluizione di strati limitrofi ». FARAONE (1963) studia sulla solita falesia il granato di rocce a grossularia e diopside affioranti come intercalazioni talora distintamente lenticolari entro il predominante biotitoscisto a sillimanite ed almandino, e da lui attribuite a metamorfismo di contatto su rocce calcareo-argillose.

BONFIGLIO (1963) distingue nell'Aspromonte scisti biotitici ed anfibolici, gneiss varii, gneiss embriciati (forse vuol dire lenticolari ?), migmatiti, gneiss occhiadini, ricoperti da masse granitiche con contatti talora bruschi (M. S. Anna) e quindi tettonici; quindi la massa granitoide di S. Roberto sul versante NW dell'Aspromonte, il plutonite di Taureana verso N, il granito di Cittanova fra l'Aspromonte e la Serra S. Bruno, con i lembi di M. Schiavo e M. Jejunio visti da QUITZOW (1935 a) in posizione di ricoprimento, il plutonite delle Serre, il massiccio di M. Poro, la zona gneissico-kinzigitica della Serralta S. Vito (v. addietro fig. 73), in pratica ripetendo gli autori precedenti, con qualche utilizzabile osservazione propria. BONFIGLIO (1964 c) accenna a processi di assimilazione nella granodiorite di M. Poro.

DUBOIS & GLANGEAUD (1965) ricordano la Falda dell'Aspromonte del presente lavoro come « unità dell'alta Sila » comprendente micascisti e gneiss granatiferi con intercalazioni di calcefiri e di anfiboliti, dovuta a metamorfismo di mesozona della stessa successione sedimentaria da cui sarebbe derivata anche la epizonale « unità di Gimigliano », nel presente lavoro descritta come Complesso Liguride. Una granitizzazione diffusa avrebbe impregnato i livelli mesozonali, raggiungendo anche livelli epizonali ove si sarebbe circoscritta e risolta in masse microgranitiche, prima della tettonica a

scaglie che permise l'affioramento delle masse profonde. DUBOIS (1965) ricorda i « graniti » dell'allineamento Cicala-stazione di Sorbo-Fossato, quelli di Tiriolo e quelli di Colle Rovette a NE di Catanzaro come « venute granitiche superficiali e circoscritte intruse nell'unità di Gimigliano », accomunando lembi della Falda dell'Aspromonte (del presente lavoro) con probabili graniti intrusi nelle filladi della Falda di Galati (del presente lavoro) come già ricordato (v. addietro fig. 48).

RINELLI (1965) studia campioni di autunite provenienti dal granito aplitico della località Vallone Freddo e da un sabbione granitico della località Fossiata, ambedue in territorio di Camigliatello Silano. Per la valle del Lese a NW di Belvedere Spinello RODA (1965 a) descrive micascisti zonati a quarzo microclino biotite granati muscovite sillimanite, e pertanto affini agli gneiss kinzigitici, e tipi a forte deformazione postcristallina dati da quarzo albite clorite muscovite e più rara biotite.

DUBOIS (1966 b) ritorna sui « graniti dell'asse Decollatura - Conflenti - Martirano » per definirli « fondamentalmente intrusivi nelle filladi » (v. addietro fig. 49), contrariamente all'alloctonia a suo tempo divisata in GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961). DUBOIS (1966 d) ricorda il sovrascorrimento della « unità granito-gneissica dell'alta Sila » sul fianco occidentale della Sila da Albi a Rose e mette in evidenza un ricoprimento nel fianco settentrionale della Sila da Acri verso Est fino a scomparire sotto il « Miocene discordante » di Caloveto (v. addietro fig. 71). Questo ricoprimento è stato nel presente lavoro collegato con gli affioramenti della « formazione kinzigitica » fino a Corigliano Càlabro, deducendone l'esistenza di una semifinestra granitica della Falda di Longi (v. addietro fig. 70).

BONFIGLIO (1966) distingue per la zona a NW di Catanzaro (Zagarise, Racise, Miglierina) una falda gneissica coincidente con la « formazione kinzigitica » ed una falda granitica smembrata in numerosi lembi (Sellia-Sorbo S. Basile, Tiriolo ed altri) generalmente associati con migmatiti tipo « scisti vari di Pentone » (v. addietro fig. 84). Fra gli altri ricorda il lembo a SE di Cicala, ossia la terminazione dell'asse Decollatura-Conflenti-Martirano di DUBOIS (1966 b), e ne smentisce qualsiasi metamorfismo di contatto verso le filladi. Il lembo di Tiriolo è probabilmente quello ascritto nel presente lavoro alla Falda di Galati. Per la zona a NE di Gimigliano COTECCHIA & MELIDORO (1966) ricordano graniti e scisti iniettati di tipo agmatitico o arteritico in ricoprimento sulle filladi.

DUBOIS (1967 a) descrive l'orientazione delle miche nelle rocce di contatto del fianco NE del plutone granitico della Sila fra M. Pettinascura e Bocchigliero, attribuendo alla messa in posto del plutone stesso la scistosità di taglio (« scistosità di piano assiale » o « scistosità di contatto ») che accompagna negli scisti la pieghettatura della scistosità primaria data dai letti quarzoso-feldispatici e dai letti micacei (fig. 90). E' difficile giudicare se si tratti di rocce della Falda dell'Aspromonte oppure di rocce collegate col Mesozoico rossanese della Falda di Longi. La descrizione accenna a micascisti a tormalina muscovite biotite cordierite andalusite con sillimanite e staurotide accessori, e di micascisti a tormalina muscovite e cordierite nella parte più esterna dell'aureola che passereb-

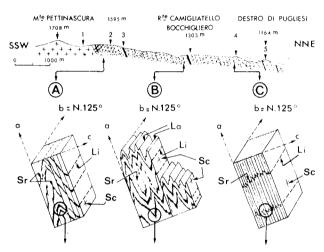



FIG. 90 — Sezione dell'aureola di contatto del granito della Sila e principali aspetti delle relative microstrutture secondo DUBOIS (1967 a). 1 - granito biotitico; 2 - scisti dell'aureola derivati dalle filladi incassanti cui fanno passaggio nell'intervallo di 1-2 km (al contatto micascisti a tormalina muscovite biotite cordierite andalusite con sillimanite e staurotide accessori; nella parte esterna dell'aureola micascisti a tormalina muscovite e cordierite); 3 - rari filoncelli aplitico-pegmatitici; 4 - filoni di microgranito porfirico, talora a tendenza riolitica; 5 - conglomerato miocenico trasgressivo su una superficie d'erosione. A - scistosità di piano assiale di micropieghe, molto pronunciata presso il contatto; B - scistosità dello stesso tipo meno pronunciata lontano dal contatto; C - clivaggio dell'aureola o clivaggio di contatto che taglia la scistosità regionale delle filladi.

— Section in contact halo of the Sila granite, and main features of related microstructures according to DUBOIS (1967 a). 1 - biotite granite; 2 - contact metamorphic schists of the halo, deriving from phyllites into which they grade in about 1-2 km (at the contact: micaschists with tourmaline muscovite biotite cordierite andalusite with accessory sillimanite and staurotide; in outer part of the halo micaschists with tourmaline muscovite cordierite); 3 - rare aplite-pegmatite dykes; 4 - porphyric microgranite dykes, sometimes with rhyolitic tendency; 5 - Miocene conglomerate transgressing on an erosion surface; A - axial plane schistosity in microfolds, well developed near the contact; B - alike schistosity less developed far from the contact; C - cleavage of the halo, or contact cleavage, cutting regional schistosity of the phyllites.

bero progressivamente a filladi nello spazio di 1-2 km. Si è visto addietro che sulla base della rimanente letteratura e della Carta al 25.000 sembra per ora preferibile ritenere sovrascorsi il granito di M. Pettinascura e gli scisti biotitici, attribuibili pertanto alla Falda dell'Aspromonte, sulle filladi e sul sedimentario di Rossano attribuibili alla Falda di Longi.

In una brevissima nota AFCHAIN (1967) elegantemente ricorda come carte ed autori italiani siano nella loro generalità abbottonati sui rapporti tra i graniti delle Serre ed i « gneiss fondamentali » dell'Aspromonte, e non si può che sottoscrivere la frecciata. Da parte sua egli nota come nel foglio Locri al 100.000 l'altopiano della Calabria meridionale a NE di una linea Molochio-Platì appaia costituito da granito contenente lembi di granodioriti o dioriti quarzifere micacee od anfiboliche, spesso a grana grossa, talora porfiroide, talora molto orientato, spesso con schlier micacei. A SW della stessa linea dominano invece gneiss e micascisti granatiferi generalmente a due miche, talvolta a sillimanite, intercalati da calcari cristallini o da anfiboliti ed incassanti masse granitiche a struttura orientata. L'insieme è molto fratturato, con frequenti miloniti particolarmente sviluppate nella zona di contatto fra scisti dell'Aspromonte e graniti delle Serre. Il contatto è dunque tettonico coi graniti sovrapposti ai gneiss mediante spostamento relativo verso W.

ATZORI (1968) riassume nell'insieme del Cristallino calabro-peloritano la distinzione delle facies dell'Aspromonte e dei Peloritani a paragneiss biotitico-muscovitici spesso granatiferi, spesso con sillimanite, talora epidotici o andalusitici, e ad ortogneiss pegmatitici, aplitici o granitici, con calcari cristallini ed anfiboliti, rispetto alle facies della rimanente Calabria dove alle plutoniti erciniche a granodioriti e quarzomonzoniti e meno frequenti graniti è sottoposta la nota « formazione kinzigitica » nella Catena Costiera, nella Sila Grande e Sila Piccola, nella parte settentrionale della Serra S. Bruno e nelle zone di Capo Vaticano e di Gioia Tauro-Palmi, con kinzigiti a quarzo plagioclasio granato biotite sillimanite grafite, gneiss kinzigitici ad ortoclasio, scisti kinzigitici con biotite e muscovite senza granato, stronaliti senza biotite, gneiss e micascisti sillimanitici, masse femiche ed ultrafemiche e calcari cristallini o calcefiri. OGNIBEN (1971, originariamente datato 1968); ricorda la sovrapposizione delle varie falde del Complesso Calabride l'una sull'altra in una fase supraeocenica-oligocenica ed ascrive alla più elevata di tutte, o Falda dell'Aspromonte, i terreni meso-catazonali della Sicilia e Calabria.

BORSI & DUBOIS (1968) riferiscono datazioni assolute di graniti della Sila (Silvana Mansio, M. Pettinascura, Fossiata) e dell'allineamento Catanzaro-Aiello Càlabro (già discussi addietro a proposito del cosiddetto « asse Decollatura-Conflenti-Martirano ») trovandovi età da 251 ± 8 a 288 ± 9 MA ed in media attorno a 285 MA che coincide con la fine del Carbonifero; di kinzigiti della Sila (Spezzano della Sila, Aprigliano, S. Pietro in Guarano, Cicala) trovandovi età da 114 ± 4 a 253 ± 8 MA, con significative discordanze tra i vari campioni e tra i singoli minerali della stessa roccia a dimostrare che si sono avuti parziali ringiovanimenti, tanto maggiori quanto maggiore era la vicinanza del campione alle superfici di contatto tettonico.

BROSSÈ (1968) descrive « corneane ad andalusite o feldispatiche » con sillimanite a W di Tiriolo (v. addietro fig. 78): si tratta dei paragneiss e scisti biotitici spesso granatiferi, talora con orneblenda e muscovite, con vene e segregazioni granitiche, della Carta al 25.000, e dunque di livelli tipo « scisti vari di Pentone » ad alto metamorfismo, da attribuire secondo lo schema del presente lavoro alla Falda dell'Aspromonte.

FARAONE (1968) a seguito di altri lavori addietro citati descrive la « formazione kinzigitica » della falesia di Taureana, data da gneiss kinzigitici, gneiss ordinari e gneiss pirossenico-granatiferi, con intercalazioni di calcefiri.

PICARRETA & ZIRPOLI (1969 a) descrivono il « complesso granitico » della zona Decollatura-Conflenti (v. addietro fig. 55), chiaramente sovrascorso sulle filladi e dato da granodioriti e quarzodioriti biotitico-anfiboliche con cornubianiti a cordierite, biotite e sillimanite, nonché da lembi di gneiss occhiadini cataclastici. AMODIO MORELLI & ZIRPOLI (1969) prendono in esame più a S le plutoniti del M. Poro (Capo Vaticano) che risultano abbastanza uniformemente date da tonaliti biotitiche o biotitico-anfiboliche (fig. 91) con variazioni locali verso facies gabbro-dioritiche e con frequenti sottili vene aplitiche e corpi filoniani pegmatitici.

Per la zona di Roccaforte del Greco MELIDORO & GUERRICCHIO (1969) descrivono gneiss occhiadini, graniti e granodioriti legati fra loro da passaggi migmatitici e sovrapposti alle filladi. Queste sono ricche di vene e filoni di rocce acide e pertanto nel presente lavoro vengono attribuite alla Falda di Galati. Verso il basso le filladi farebbero passaggio graduale a scisti quarzoso-biotitici, localmente gneis-

sici e granatiferi, attraversati da un fitto reticolato filoniano di rocce acide e contenenti anche livelli anfibolitici e di rocce cloritico-quarzose. Queste rocce sembrano più apparentate con la Falda dell'Aspromonte che non con le filladi della Falda di Galati, tanto più che farebbero passaggio graduale anche agli gneiss occhiadini come ai Piani di Amusa: secondo lo schema cui giunge il presente lavoro, in questo caso non dovrebbe però sussistere il passaggio graduale alle filladi, come già addietro ricordato e come resta da verificare.

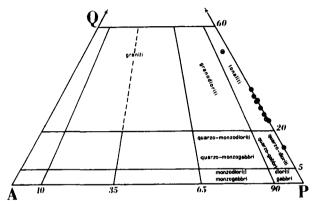



FIG. 91 — Diagramma Q-A-P secondo STRECKEISEN per le plutoniti del versante meridionale di M. Poro, da AMODIO MORELLI & ZIRPOLI (1969).

— Q-A-P diagram after STRECKEISEN for plutonites of the southern Mt. Poro slope, from AMODIO MORELLI & ZIRPOLI (1969).

Per la vicina zona di Montebello Iònico AFCHAIN (1969) segnala la sovrapposizione di filladi su gneiss occhiadini, già ricordata a proposito della Falda di Castagna o degli « scisti bianchi » ai quali la sua descrizione degli gneiss occhiadini fa pensare.

DE FINO & LA VOLPE (1970) descrivono i filoni che attraversano le masse intrusive date da granodioriti, tonaliti, dioriti e gabbri a Rovale a NE del Lago Arvo nella Sila Grande (fig. 92), e vi riscontrano facies di *porfidi granitici*, *micrograniti*, *granofiri* e *porfidi granodioritici* derivanti probabilmente da un'unica intrusione molto debolmente differenziata. Gli autori confrontano questi filoni con le « colate riolitiche post-alpine » segnalate da RITTMANN (1946) e studiate da NICOTERA & VIGHI (1947) nel M. Carlomagno poco a N di Rovale, esaminando alcuni campioni delle « rioliti ricche in quarzo » e trovando che sono porfidi granitici intrusivi identici a quelli di Rovale.

LORENZONI & PAGLIONICO (1970) descrivono le plutoniti della zona Squillace-Soverato (fig. 93) distinguendo: *dioriti quarzifere* verso N e verso W, più o meno isorientate e passanti a tipi di gneiss listati e di gneiss ghiandoni nelle immediate vicinanze della « formazione kinzigitica » affiorante verso W, ed anche nelle parti elevate del plutone forse originariamente ricoperte dalla « formazione kinzigitica »; *quarzodioriti* estese fra Montauro, Petrizzi e Soverato e passanti gradualmente alle dioriti quarzifere; *graniti* nella zona di Gagliato-Satriano, con passaggi piuttosto rapidi verso le quarzodioriti (fig. 94). Infine NICOLETTI (1970) data con il metodo K-Ar una quarzodiorite del Capo Vaticano ottenendo un'età di 231 ± 8 MA, ossia tardopermiana senza esclusione di un parziale ringiovanimento, ed inoltre riferisce di altra datazione inedita di una « pegmatite della zona di Catanzaro » con 220 ± 2 MA.

Per DUBOIS (1970) i terreni descritti nel presente lavoro come Falda dell'Aspromonte costituiscono nella Sila e nella Catena Costiera la « falda calabrese superiore » comprendente i gneiss granatifero-sillimanitici (la « formazione kinzigitica ») ed i graniti che vi stanno a contatto nella parte orientale della Sila, ma anche le filladi del versante ionico ed il Mesozoico-Eocene del Rossanese in questo lavoro attribuiti alla Falda di Longi. DUBOIS (1971 a) estende questo quadro alla Calabria meridionale ed ai Peloritani. Astraendo dai ricoprimenti eocenici della valle del Crati e della zona Amantea-Catanzaro, egli delinea un arco calabro-siciliano (guarda chi si vede!) concavo verso il Tirreno con un nucleo gneissico dato da successive zone concentriche (v. addietro fig. 53) di granuliti nella zona di Curinga, di kinzigiti ed equi-

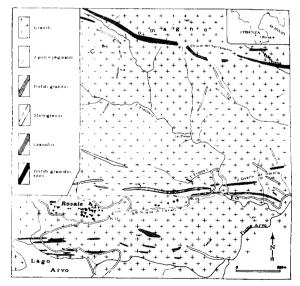



FIG. 92 — Cartina dei dintorni di Rovale nella Sila secondo DE FINO & LA VOLPE (1970).

— Schematic map of Rovale area in the Sila according to DE FINO & LA VOLPE (1970).

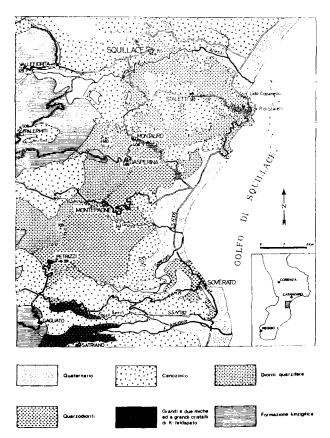



FIG. 93 — Cartina dell'entroterra del Golfo di Squillace secondo LORENZONI & PAGLIONICO (1970).

— Schematic map of the Squillace Gulf area according to LORENZONI & PAGLIONICO (1970).

valenti lungo il bordo occidentale della Sila, fra le Serre e Capo Vaticano, nell'Aspromonte e nei Peloritani, e di anatessiti a cordierite nella Sila fra le kinzigiti e lo « asse granitico », dato a sua volta dai plutoni della Sila e delle Serre. Nel lato convesso dell'arco, ossia lungo tutto il versante ionico della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte, nonché al margine S dei Peloritani, egli vede la copertura filladica « rigorosamente sprovvista di inclusioni basiche » (il che costituisce un importante criterio di distinzione dalle filladi liguridi, secondo i concetti del presente lavoro).

Le paragenesi kinzigitiche sono considerate retrometamorfiche nei confronti delle granuliti centrali; le anatessiti a cordierite sarebbero un prodotto di migmatizzazione al contatto col granito; questo formerebbe « delle importanti masse anatettiche al limite fra il basamento antico e la copertura » arenaceo-pelitica divenuta filladica, con sviluppo di un'aureola di contatto ad andalusite, cordierite, staurotide, sillimanite. La ripresa metamorfica dell'insieme basamento granulitico-copertura arenaceo-pelitica, con retrocessione metamorfica del basamento, passaggio a filladi della copertura e messa in posto anatettica dei graniti, sarebbe di età ercinica.

Il contrasto fra basamento gneissico e copertura filladica della Sila si ritroverebbe nell'Aspromonte e nei Peloritani, delineando un arco calabro-siciliano con caratteristiche costanti da analizzarsi nei Peloritani e nell'Aspromonte meglio che non nella Sila dove fra i due si interpone la massa granitica. Quest'ultimo concetto di DUBOIS (1971 a) è pienamente condiviso nel presente lavoro, ed insieme con le evidenze tettoniche riportate nella letteratura e con la correlazione fra il Mesozoico di Rossano e quello tipico di Taormina e di Longi, ha condotto a postulare il sovrascorrimento del Cristallino silano sulle filladi e sul sedimentario della Falda di Longi.

Nei Peloritani DUBOIS & TRUILLET (1971) asseriscono la presenza di numerose zone di passaggio da filladi a micascisti biotitici o biotito-granatiferi concludendo che, malgrado gli accavallamenti di età alpina che mascherano una buona parte dei termini di transizione, filladi e gneiss costituiscono un'unica serie metamorfica progressiva a cloritoide-biotite-granato-staurotide-andalusite-sillimanite. Questa sarebbe derivata da una successione metamorfica preercinica a distene ricoperta da sedimenti arenaceo-pelitici devoniani; il successivo metamorfismo ercinico di tipo « intermedio a bassa pressione » di tutto l'insieme basamento-copertura avrebbe fatto retrocedere il primo e metamorfosato a filladi la seconda.

Questi concetti possono benissimo essere accettati per quanto riguarda il quadro originario: ciò non toglie nulla al fatto che attualmente le varie zone metamorfiche nei Peloritani risultano tettonicamente sovrapposte fra di loro (ATZORI, 1969) in epoca compresa tra il Flysch di Frazzanò ed il tardiorogeno Flysch di Capo d'Orlando (OGNI-

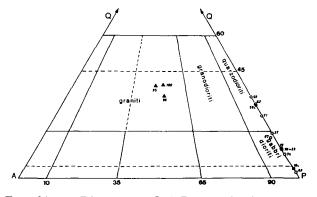



FIG. 94 — Diagramma Q-A-P secondo STRECKEISEN per le plutoniti del Golfo di Squillace, da LORENZONI & PAGLIONICO (1970).

— Q-A-P diagram after STRECKEISEN for Squillace Gulf plutonites, from LORENZONI & PAGLIONICO (1970).

BEN, 1971) ossia al limite Eocene-Oligocene, e soprattutto che esse sono caratterizzate da differenti successioni sedimentarie trasgressive, che ne testimoniano l'appartenenza ad unità tettoniche diverse di ordine primario (OGNIBEN, 1971).

Infine DUBOIS (1971 b) ricostruisce la storia del basamento gneissico calabrese attraverso il ritrovamento di paragenesi stabili plagioclasio - ortopirosseno caratteristiche del campo delle granuliti di media pressione. Ne conseguirebbero l'esistenza originaria di paragenesi a distene-ortose-granato ossia di granuliti ad alta pressione, e la loro degradazione incompleta in epoca ercinica fino a costituire la formazione kinzigitica, intermedia fra il campo delle granuliti e quello delle anatessiti a cordierite della Sila e ricca di associazioni relitte anidre a pirosseno-plagioclasio nei frequenti orizzonti basici (fig. 95).

FIG. 95 — La ripresa del basamento preercinico da parte del metamorfismo ercinico nell'arco calabro-siciliano secondo DUBOIS (1971 b). I - *Diagramma PT di qualche limite sperimentale relativo al problema:* An - andalusite, B - biotite, Cd - cordierite, Ch - clorite, Ct - cloritoide, Cpx - clinopirosseno, Di - distene, G - granato, Hy - ipersteno, K - feldispato potassico, M - muscovite, Ol - olivina, Opx - ortopirosseno, Pl - plagioclasio, Q - quarzo, S - staurotide, Si - sillimanite, xy - punto di fusione minimo nel sistema Q-Or-Ab-H_2O; x'y' - limite dell'anatessi (referenze v. DUBOIS, 1971 b). II - *Schema evolutivo proposto per il basamento premesozoico.* A - linea evolutiva granulitica preercinica; B - linea evolutiva delle associazioni erciniche dai Peloritani (a sinistra) alla Sila (a destra); C - leucograniti ad andalusite (fase tardiva); 1 - origine delle formazioni a (Di) + An + S + G (Peloritani), alla loro sinistra formazioni a Ct + G; 2 - origine delle formazioni a (Di) + (An) + Si + S + G ± Cd (Peloritani); 3 - linea evolutiva granuliti-kinzigiti-anatessiti di significato probabilmente corrispondente alla curva zz' della figura I (a sinistra). Per referenze v. DUBOIS (1971 b).

— Retaking of pre-Hercynian basement by the Hercynian metamorphism in the Calabro-Sicilian arc according to DUBOIS (1971 b). I - *PT diagram of some experimental boundaries relative to the problem:* An - andalusite; B - biotite, Cd - cordierite, Ch - chlorite, Ct - chloritoid, Cpx - clinopyroxene, Di - disthene, G - garnet, Hy - hyperstene, K - kalifeldspath, M - muscovite, Ol - olivine, Opx - orthopyroxene, Pl - plagioclase, Q - quartz, S - staurotide, Si - sillimanite, xy - lowest melting point in the Q-Or-Ab-H_2O system; x'y' - anatexis boundary (for references see DUBOIS, 1971 b). II - *Evolution scheme proposed for pre-Mesozoic basement:* A - pre-Hercinian granulitic evolution line; B - evolution line of Hercynian associations from the Peloritani Mts. (left) to the Sila (right); C - andalusite leucogranites (late phase); 1 - origin of the (Di) + An + S + G formations (Peloritani), leftwards of them are Ct + G formations; origin of the (Di) + (An) + Si + S + G ± Cd formations (Peloritani); 3 - granulites-kinzigites-anatexites evolution line, of significance likely corresponding to zz' curve of fig. I (left). For references see DUBOIS (1971 b).

BERTOLANI (1972) comunica il ritrovamento di gneiss biotitico-granatifero-sillimanitici vetrificati a formare « un crostone della lunghezza di circa 50 m » a Serra di Buda presso Acri, forse per impatto di meteorite. CARLINO (1972) descrive andalusite in grandi aggregati entro una pegmatite in loc. Due Fontane al km 8,5 della strada da S. Giorgio Morgeto alla S.S. 111 (Gioia Tauro-Locri), e le attribuisce una genesi magmatica in fase pegmatitica.

DE ROEVER E. W. F. (1972) descrive per la zona di Fuscaldo i « gneiss granatiferi di Guardia Piemontese » (= Falda dell'Aspromonte) comprendenti: *gneiss granatiferi* a grana grossa con essenziali quarzo, plagioclasio, biotite, granato, sillimanite, corrispondenti a kinzigiti (con prevalente biotite) ed a stronaliti (con prevalente granato); *orneblenditi* e *gneiss orneblendici* a grana grossa in masse localizzate date da orneblenda, biotite, plagioclasio,

quarzo ed « addizionali » granato, clinopirosseni e qualche ortopirosseno; *graniti biotitici* piuttosto rari a megacristalli k-feldispatici ed inclusioni basiche; interessanti vene di *pseudotachiliti vetrose* di origine ultramilonitica; *filloniti* costituenti la base del complesso. Questo mostra alto grado metamorfico, attribuibile a facies di granulite o alla facies di transizione fra anfibolite e granulite (*facies di anfibolite a cordierite*). Nella zona di Fuscaldo esso costituisce la più alta unità tettonica, con potenze fin oltre i 1000 m e con deformazione essenzialmente limitata alle miloniti basali al contrario delle unità sottostanti. Il metamorfismo alpino si esplica nelle associazioni pumpellyite-albite-quarzo-sericite-titanite e pumpellyite-clorite-albite-epidoto giallo-titanite, ambedue eventualmente con attinolite fibrosa, secondo una probabile *facies a pumpellyite-attinolite.*

La Falda dell'Aspromonte nella Carta al 25.000: concetti generali

I rilevatori della Carta Geologica al 25.000 (Burton, 1971) riconoscono anzitutto un gradiente metamorfico di grado crescente dagli *scisti biotitici* agli *scisti granatiferi* ed infine agli *scisti con granato e sillimanite*, osservandoli da S verso N nell'Aspromonte e da NE verso SW nella zona ionica della Sila, cosa che secondo lo scrivente del presente lavoro si collega chiaramente con l'andamento dell'arco calabrese. Il tipo litologico prevalente sarebbe dato da *paragneiss* granitizzati fino a composizioni di diorite quarzifera; non abbondanti i *calcari cristallini;* numerosi gli orizzonti pseudofilladici dovuti ad intensa laminazione (= filloniti). Originarie masse basiche a limitata diffusione risulterebbero trasformate in *gneiss basici* ed *anfiboliti.*

Nelle masse intrusive (v. addietro fig. 23) si avrebbero *granito* nelle zone centrali dei plutoni della Sila e delle Serre, *diorite quarzifera* e *tonalite* fluidale nelle zone marginali, con filoni di *pegmatite, porfido quarzifero* e *felsite.* Non si osserverebbero fenomeni di contatto con scisti e gneiss di catazona, ma solo con le filladi del Gruppo I (= Falda di Longi) e con gli scisti biotitici e gneiss dell'angolo NE del foglio S. Giovanni in Fiore, che pertanto dovrebbero essersi trovati in livelli elevati della crosta terrestre all'atto dell'intrusione.

La Falda dell'Aspromonte nella Carta al 25.000: la Catena Costiera

Nella Carta Geologica al 25.000 i primi ben definiti klippen della Falda dell'Aspromonte a partire da N si incontrano sul parallelo Sangineto-Malvito, sovrapposti ai calcari a Calpionelle ed alle poche masse ofiolitiche che hanno dato luogo al romanzo dello « hiatus di Sangineto ». La depressione assiale fra le culminazioni panormidi della Montea a N e della Serra del Ceraso verso S determina un modesto andamento a sinclinale che allo stato delle conoscenze nient'altro può significare se non che le masse carbonatiche panormidi hanno una morfologia irregolare, probabilmente in massima parte dovuta al trasporto orogenico. Questo è anche il motivo dell'allineamento di klippen cristallini segnato dalla Carta al 25.000 entro la valle del T. Sangineto, allineamento che scompare completamente all'altezza di S. Agata d'Ésaro da dove il semiklippe di Cozzo Capo Bianco continua indisturbato nell'esteso ricoprimento cristallino di M. Calòria, senza più traccia dell'andamento sinclinalico determinato più a W dalla presenza delle due culminazioni panormidi prima ricordate.

Piuttosto, il Cristallino della tavoletta Belvedere Marìttimo non è ancora stato fatto oggetto di uno studio di dettaglio, e ciò lascia il dubbio che molti lembi segnati nella Carta al 25.000 come Cristallino facciano in realtà parte della base trasgressiva dei terreni postorogeni. Come si è infatti potuto constatare, e come si è ricordato in Ogniben (1969), nel conglomerato basale mediomiocenico estremamente grossolano e sfatto dall'alterazione si hanno blocchi granitici o gneissici con diametro fino a vari metri, in uno stato di avanzata disgregazione che li fa rassomigliare alla matrice del conglomerato data dallo stesso materiale dei blocchi. Talvolta risulta veramente difficile o impossibile giudicare se si sia in presenza di un affioramento della falda cristallina oppure della base dei depositi postorogeni su di essa direttamente trasgressivi. Vero è che si tratta di due livelli contigui, e pertanto l'andamento geometrico delle strutture tettoniche non risulta molto alterato anche se per il singolo affioramento non si azzecca la diagnosi.

Dal klippe di Fonte Follorito tra S. Agata d'Ésaro e S. Sosti, già ascrivibile alla « formazione kinzigitica », si passa in ideale continuità di livello al di sopra della valle dell'Ésaro al grande lembo di Cozzo Capo Bianco. Da quest'ultimo comincia la lunga e stretta piastra cristallina che continua verso S a formare il crinale della Catena Costiera fin verso Falconara Albanese, di dove attraverso la zona di Cosenza si collega agli stessi terreni nel versante W della Sila, con una giacitura che vista in grande lungo la valle del Crati è molto vicina all'orizzontale e scende decisamente ad E

solamente verso il Bacino Crotonese. La piastra di Cozzo Capo Bianco continua verso Sud con gli stessi caratteri in tutto il crinale di Colle Campanaro-M. Calòria-M. Cavallo-Serra Palumbo-Cozzo Rossino-Serra Petrulla. Nella valle della Fiumara di Cetraro si ha il lembo di « gneiss e scisti basici con anfiboliti » esteso tra Serra di Lappe e Cozzo dell'Anguilla, assieme con i gneiss granatiferi del Pantano dei Monti-Timpone del Monaco. Probabilmente si tratta di alternanze tra gneiss granatiferi e gneiss anfibolici in cui prevale di volta in volta l'uno o l'altro termine, come si è potuto vedere negli affioramenti più settentrionali.

Verso il mare si osservano i piccoli klippen di Serra dei Monaci a Nord e Rinazzo, Serra Spiccio ad Est di Cetraro, nonché di Serra Vommicherìa e Querciarotonda sopra Acquappesa. Verso il Crati la « formazione kinzigitica » è molto più continua, al di là delle finestre liguridi di Fagnano Castello, del Vallone Pietre Corte, della valle del F. Follone e della Fiumara della Madonna, nonché delle coperture mioceniche che da Malvito e S. Caterina Albanese continuano verso S fino a C. Cannavata al di là del F. Follone. Da S. Caterina Albanese la « formazione kinzigitica » affiora in continuità per S. Lauro fin sopra Mongrassano e Cerzeto coi graniti di M. Chiaraia-Cozzo Cucco, e poi verso S fino a Serra Petrulla, con gli isolati klippen di S. Martino di Finita e di Pagliarone, mentre dai depositi postorogeni miocenici essa affiora alla Misericordia, a S. Maria delle Grotte, a Lattàrico, a Rota Greca ed a Regina.

All'altezza di Guardia Piemontese la cresta della Catena Costiera vien formata dalla grande massa ofiolitica che va fino a Cozzo Cervello quasi all'altezza di Paola, e sopra i fianchi di essa si adagiano verso mare i gneiss biotitico-granatiferi di Cozzo Sentinella-Cozzo Cutigno-Valle della Fiumara-la Serra e di Guardia Piemontese, nonché i « graniti laminati » di Fuscaldo (= Falda di Castagna), e verso il Crati i gneiss di Palazzello-S. Benedetto Ullano (tav. Lattàrico) ed i graniti di Serra Pietra Stretta. Da Cozzo Tórtora-Cozzo Cervello a NE di Paola verso Sud tra la falda ofiolitifera e la Falda dell'Aspromonte comincia ad interporsi la Falda di Castagna o degli « scisti bianchi ». Verso mare questo accade per i « graniti laminati » della stessa falda sopra Paola e per i gneiss kinzigitici di Timpone del Gioco, di Cozzo Sancineto-Cozzo Luparello-Serra la Rosa-Serra Perdirice-la Guardiola-Serra Chimento sempre sopra Paola, e verso il Crati per i gneiss kinzigitici e graniti di Cozzarello, di M. Luta, di Bucita-S. Fili-M. Martinella e più a S, fino a Falconara Albanese dove sopra le dolomie panormidi di M. Cocuzzo riappaiono gli argilloscisti liguridi, come anche verso la valle del Crati presso Marano Marchesato e presso Cerisano.

La Falda dell'Aspromonte nella Carta al 25.000: la Sila

All'altezza di Cosenza, attraverso vari affioramenti emergenti dalle coperture postorogene ed accompagnati anche da calcari cristallini, la « formazione kinzigitica » si riallaccia con la propria continuazione alla destra del Crati. Verso N essa appare già a Spezzano Albanese, a S. Lorenzo del Vallo e a Tàrsia, dove dalla copertura postorogena miocenica e pliocenica del basso Crati affiorano le filladi, i calcari a Calpionelle e le ofioliti liguridi con isolati sovrapposti lembi di gneiss kinzigitici e di graniti. Questa sovrapposizione della Falda dell'Aspromonte affiora da sotto i sedimenti pliocenici lungo tutti gli affluenti di destra del basso Crati, dal Galaltrello a Valle Cagliano al T. Muzzolito e Valle S. Nicola, mentre da qui verso il mare lungo tutto il basso versante settentrionale silano di S. Cosmo Albanese-Vaccarizzo Albanese- Corigliano Càlabro dalla copertura postorogena affiorano direttamente i gneiss kinzigitici, talora con gneiss anfibolici e con piccoli ammassi granitici. Verso S gli gneiss kinzigitici si estendono lungo il fianco destro del Crati per Bisignano e Luzzi fino a Rose, dove nel Fosso Cersito riaffiorano in finestra le filladi e le ofioliti liguridi.

All'altezza di Bisignano compaiono estese masse intrusive da granitiche a quarzodioritiche, che potrebbero anche essere in finestra e collegarsi più ad E con i graniti di Acri. Si è visto addietro, a proposito della Falda di Longi, che da Corigliano Càlabro a S. Giacomo d'Acri e ad Acri sembra delinearsi una sovrapposizione dei gneiss kinzigitici verso E sopra i graniti. Questi ultimi sono sovrascorsi anche da S dai gneiss kinzigitici e migmatitici di Colle Tufara e Serra la Capra e dalle masse quarzodioritiche, quarzomonzonitiche, grano-dioritiche e granitiche culminanti nel M. Palèparto, ma lungo la linea di sovrascorrimento si interpongono questa volta le lame di sedimenti forse eocenici e certamente contenenti elementi mesozoici di loc. Pietro Cuoco, di loc. Tronazzo nell'alta valle del T. Cino e dell'alta valle del Colognati, in modo da rendere indubitabile la traslazione tettonica a grande raggio.

Da M. Palèparto verso E la sovrapposizione sembra aversi sulle filladi e sul Mesozoico del

Rossanese, come addietro descritto a proposito della Falda di Longi. Verso W le masse intrusive di M. Palèparto-Lago di Cecita e di Serra Policarello-Varco S. Mauro a S di Acri sembrano intruse nella « formazione kinzigitica » con facies a tessitura orientata parallelamente ai contatti che arrivano fino alla grande finestra liguride di Rose nelle vicinanze di Moccone-Camigliatello Silano. Verso E la sovrapposizione diretta del granito di M. Palèparto sul Mesozoico della Falda di Longi sembra arrivare fino a Longobucco, con le considerazioni limitative fatte addietro a proposito della Falda di Longi. Infatti da Longobucco verso SE fino a Campana fra il granito ed il Mesozoico si interpongono due formazioni contigue ed in giacitura parallela tra loro: scisti biotitici verso il granito e filladi verso il sedimentario. I primi sono stati dagli autori generalmente interpretati come prodotti contattometamorfici delle seconde. L'evidenza riportata nella Carta al 25.000 è molto contraddittoria: si tratterebbe di « scisti muscovitici, biotitici, andalusitici con occasionale cordierite »; di « scisti biotitici, talora gneissici, iniettati da vene pegmatitiche e bande granitiche. Si tratta di rocce miste, migmatitiche »; di « gneiss occhiadini, derivanti dalla laminazione di intrusioni granitiche porfiroidi »; di « scisti e gneiss biotitici con quarzo e muscovite. Essi si sono formati per metamorfismo regionale, ma non vi è alcuna evidenza che essi derivino dagli scisti filladici ». Altrove « il limite fra questi e gli scisti filladici sembrerebbe, in una certa misura, graduale » oppure « il limite con gli scisti filladici è graduale ».

Ai fini del presente lavoro il problema è stato risolto ammettendo che granito e scisti biotitici o gneissici siano sovrascorsi sulle filladi e sui sedimenti della Falda di Longi. A quest'ultima apparterebbero del resto anche masse intrusive a diretto contatto con le filladi con quadri di metamorfismo di contatto molto diversi e molto più convincenti che non le larghe fasce di « scisti biotitici », come appunto i contatti da Rossano a Cozzo dell'Uovo a S. Onofrio, nonché al ponte sul Trionto ad E di Cropalati ed in altre località. Si tratta in questi casi di scisti cornubianitici chiaramente connessi con le filladi e sviluppati fino a spessori massimi di diecine di metri, non di una formazione micacistoso-gneissico-migmatitica estesa in larghezza per chilometri ed in potenza per migliaia di metri, quale non può derivare da fenomeni di contatto, ma solo da metamorfismo regionale di grande profondità che non lascerebbe intatte le vicine filladi. Per queste ragioni il granito di M. Palèparto, di Longobucco, di M. Pettinascura, di Serra Lissandrelli, di Cozzo del Morto, e gli scisti biotitici di Cozzo Stella, Serra della Castagna, M. Ruggiero, Serra Toppale, Cozzo del Ferro, Cozzo di Calamacca, Umbriàtico, Mandatoriccio vengono considerati sovrascorsi sulla Falda di Longi, senza prestar fede ai profili disegnati sulla Carta al 25.000.

Questa scelta vien fatta in base all'esperienza che un quadro regionale può spesso smentire un rilevamento locale a buona ragione condotto in base ai soli elementi localmente visibili e non ad elementi sconosciuti al rilevatore, che sono tuttavia presenti in altre non lontane zone della stessa fascia di corrugamento. Il quadro regionale costringe nel caso presente a tenere in considerazione la posizione del sedimentario attribuito alla Falda di Longi, del sedimentario attribuito a quella di Galati, dei terreni di epizona di queste due *falde* e di quella degli « scisti bianchi » o di Castagna, nei confronti dell'insieme di rocce ad alto grado metamorfico della Catena Costiera, della Sila, delle Serre, dell'Aspromonte e dei Peloritani. Non da ultimo, vien scelta l'ipotesi fino ad oggi meno seguita affinché sia tenuta presente per il futuro, offrendo ai rilevatori un modello alternativo certamente utile come tutte le alternative.

A Sud della finestra di Rose riappare verso il bacino del Crati all'altezza di Cosenza la « formazione kinzigitica » fino all'altezza di Spezzano della Sila-Pedace, mentre a Pietrafitta sono le filladi liguridi della finestra di Rose che si immergono sotto il bacino neogenico del Crati. Dall'altra parte di questo, nella Catena Costiera, la Falda dell'Aspromonte viene chiaramente delimitata dalla zona di culminazioni panormidi di M. Cocuzzo-Malito-Amantea-Nicastro e della sovrapposta grande culminazione liguride del triangolo Fiumefreddo Bruzio-Gimigliano-S. Eufemia. Da Falconara Albanese la « formazione kinzigitica » con qualche rara massa granitica giace sulle filladi fino al Vallone Rupeschi a S di Paterno Càlabro, riprendendo al di là della copertura pliopleistocenica della valle del Crati con un lembo tra Belsito e Rogliano dove ricopre gli « scisti bianchi », sui quali si adagia poi in continuità da S. Stefano di Rogliano al Colle dei Preti al Colle Bastarda a Racise ad Albi.

A N-NE di questo appoggio si ha il grande sviluppo della Falda dell'Aspromonte, che qui si meriterebbe veramente il nome di Falda della Sila (Dubois, 1970) se dovesse apparire come una unità strutturale diversa dalla prioritaria Falda dell'Aspromonte (Ogniben, 1960). Da S. Stefano di Rogliano la « formazione kinzigitica » si estende

molto vastamente alla zona di M. Paganella-M. Pizzuto-M. Botte Donato, da dove va a contatto col grande plutone della Sila da Camigliatello Silano a Croce di Magara alle Montagne della Porcina al Lago Arvo ai Colli Perilli ed alla diga del Lago Ampollino, che rimane quasi tutto nelle « kinzigiti » a S della massa intrusiva del Montenero. Dalla zona dell'Ampollino il contatto « kinzigiti-graniti » va ad Est di Tempone della Guardiola a Petto di Mandra a Timpone del Cucco a Petrona ad Andali a Cròpani, lasciando entro la « formazione kinzigitica » i rilievi di Tempone Morello, M. Gariglione, M. Femminamorta, M. Spineto, M. Giove, fino ai paesi di Magisano, Sersale, Cerva. Entro il plutone silano rimangono invece le zone a S *di M.* Palèparto-M. Pettinascura, da Serra di Vulga a M. Popini, M. Ruggiero, M. Volpintesta, M. Carlomagno, S. Giovanni in Fiore, Savelli, Castelsilano, Cerenzìa, Caccuri, Fantini, Timpone Arpi, Colle dei Buoi, Cotronei, Pagliarelle, M. Comunello, M. S. Barbara, Timpone Granaro, Mesoraca, Filippa, Petrona, Andali, Cròpani. Ad E del plutone silano non sembra affiorare la « formazione kinzigitica » ma piuttosto scisti e gneiss biotitici, come si è visto addietro, che da Longobucco a Campana a Pallagorìo a Serra Palombara presso Verzino arrivano fino alla valle del Lese nell'estremo angolo SW della tavoletta Verzino ed in quello NW della tavoletta Belvedere Spinello, e sono di origine chiaramente parascistosa stando alla Carta al 25.000 che li descrive come alternanze a bande prevalentemente biotitiche e prevalentemente quarzose.

Tra il grande lembo silano e la stretta di Catanzaro, la Falda dell'Aspromonte mostra il lungo allineamento NW-SE di graniti e scisti e gneiss biotitici che dalla Valle dell'Orso a SE di Aiello Càlabro si estende fino a Decollatura, probabilmente conservato in gran parte in giacitura di graben. Esso è accompagnato da lembi della Falda di Galati e della Falda di Castagna dai quali i futuri rilevamenti dovranno accuratamente distinguerlo, così come dalle filladi liguridi, dalle eventuali filladi prive di filoni granitici della Falda di Longi, e da quelle che certamente accompagnano gli « scisti bianchi ».

Un lembo dello stesso tipo, allungato nella stessa direzione NW-SE, si ha fra Cicala e la Stazione di Sorbo - Fossato nella stessa valle del Corace, ed un altro grande lembo di graniti e di gneiss biotitici si ha tra Sorbo S. Basile, il F. Melito, S. Elia, Timpone Pergolacci, Sellìa, S. Giovanni e Taverna, con gli scisti biotitici granatiferi che danno luogo a vere e proprie migmatiti note come « scisti vari di Pentone » dal F. Alli al F. Melito.

Infine, chiaramente sovrapposto agli « scisti bianchi » e perciò sicuramente appartenente alla Falda dell'Aspromonte, si ha fra Tiriolo e Pianòpoli il lembo di M. Trazzani-Miglierina-Amato-Passo del Carro-Piano Dionisio, dato da migmatiti dello stesso tipo degli « scisti vari di Pentone ».

La Falda dell'Aspromonte nella Carta al 25.000: le Serre e Capo Vaticano

La « formazione kinzigitica » ricompare a S della copertura postorogena della stretta di Catanzaro, a partire dalla valle del T. Ligotto e da Màida, nonché dalla valle del T. Pesipe a NE di Cortale, chiaramente sovrapposta agli « scisti bianchi » già ricordati a proposito della Falda di Castagna. Di qui essa si estende alle zone di Filadelfia, Francavilla Angìtola, Passo Fosso del Lupo, M. Covello, M. Pompulello, Amaroni, Bosco Valentino, Vallefiorita, Palermiti, Vibo Valentia, Majerato, Monterosso Càlabro, Capistrano, M. Perrone, M. Acido, Centrache, Olivadi, Cenadi, S. Vito sullo Jonio, Chiaravalle centrale, Argusto, S. Nicola da Crissa, Vallelonga, Pizzoni, Vena Superiore e fino alla stazione di Cessaniti-Jonadi. Nella Carta al 25.000 essa viene riportata come « paragneiss e scisti quarzoso-biotitici, a grana da fine a grossolana, localmente con intercalazioni di calcari cristallini » oppure come « scisti e gneiss quarzoso-biotitici-granatiferi ». A contatto con essa vanno a W della linea Vibo Valentia-Cessaniti-Jonadi-Comparni il plutone di Capo Vaticano, a SE della linea Squillace-Palermiti-Argusto-Soriano Càlabro il plutone delle Serre, ambedue in rapporti che sembrano sicuramente intrusivi entro la « formazione kinzigitica » del lembo a S della stretta di Catanzaro ora descritto.

Il plutone di Capo Vaticano appare dato da termini granitici-granodioritici descritti nella Carta al 25.000 come « complesso di rocce acide biotitiche, a grana da media a grossolana, a composizione variabile tra la quarzo-monzonite ed il granito, attraversata da vene pegmatitiche, meno frequentemente da apliti »; frequenti i lembi migmatitici descritti come « zone migmatiche con rocce variabili tra una granodiorite biotitica grossolana ed uno gneiss quarzoso-biotitico ». Esso affiora estesamente da Vibo Valentia a Briàtico a Tropea a Capo Vaticano (tav. Spìlinga) a Nicòtera a Limbadi a S. Calògero, alla valle del T. Incinerato a SE di Calimera, a Mesiano, a Filandari, ad Arzona,

ad E di Cessaniti, sempre seminascosto da vaste coperture postorogene e da estesi terrazzamenti quaternari.

Il plutone delle Serre emerge dai terreni postorogeni della stretta di Catanzaro a Squillace-Stalettì-Copanello, con termini granitici-granodioritici simili a quelli di Capo Vaticano, con strutture orientate e con lembi migmatitici. Gli stessi terreni continuano ad affiorare fra Gasperina e Petrizzi e Davoli e da qui a S. Andrea Apostolo a Simbario a Soriano Càlabro e poi ad Arena, Colle d'Arena, Serra S. Bruno, Mongiana, Pietra del Caricatore, M. S. Nicola, Ferdinandea, Badolato, S. Caterina dello Jonio, sempre descritti nella Carta al 25.000 come « complesso di rocce acide biotitiche, a grana da media a grossolana, a composizione variabile tra la quarzo-monzonite ed il granito, attraversata da vene pegmatitiche, meno frequentemente da apliti », con « zone di transizione » verso la formazione kinzigitica che mostrano « composizione essenzialmente granitica, ma strutture caratteristiche degli gneiss granatiferi, quali la zonatura e la tessitura orientata ».

Verso S la massa granitica si estende nelle zone di Laureana di Borrello, Giffone (con lembi della « formazione kinzigitica »), su tutta la tavoletta Fabrizia e nella zona di Colle della Monaca, M. Pietra Sambrase, Nardodipace, S. Tòdaro, M. Granieri (tav. Nardodipace), dalla confluenza del T. Razza e del T. Serra (angolo SE tav. Taurianova) alle zone di S. Giorgio Morgeto, Cittanova, alta valle del Torbido (tav. Cittanova), di M. Ferrà-M. Mignuso (tav. Gioiosa Jònica), di Serra Vento-Serra Cantili (tav. Caulonia).

Infine l'estremità meridionale del plutone va a contatto con gli scisti e gneiss biotitici dell'Aspromonte lungo una linea da Molòchio al Serro Lungo al Piano Alati al M. Jàcono al M. Spuntone presso Ciminà ai monti Petrotondo e Tre Pizzi a S di Antonimina.

In tutta la zona da Guardavalle a Bivongi a M. Campanaro a Cerenza a Caulonia a S. Giovanni di Gerace a Màmmola fino al Poggio Cerasara nella tav. Cittanova, il fianco SE del plutone delle Serre mostra la stessa situazione del fianco NE del plutone della Sila: tra il granito e le filladi si interpone una zona di « scisti quarzoso-biotitici spesso granatiferi » larga e potente oltre il migliaio ed al minimo qualche centinaio di m, che corrisponde molto chiaramente alla « formazione kinzigitica ». Le zone di contatto sono descritte nella Carta al 25.000 come « metamorfismo di contatto negli scisti biotitici » oppure come « scisti biotitici a grana da fine a grossolana, occasionalmente granatiferi. Nei pressi del contatto con il granito gli scisti sono termometamorfosati ed intrusi da vene di quarzo ». Il metamorfismo di contatto si mostra per qualche diecina di m negli scisti biotitici presso il granito, mentre nulla risulta circa il termometamorfismo delle filladi su cui poggia il Mesozoico tipo Falda di Galati. Il passaggio fra gli scisti biotitici e le filladi appare sulla carta molto netto, tale da far pensare non ad un passaggio primario da rocce ad alto grado metamorfico a rocce a basso grado, che dovrebbe essere un passaggio graduale attraverso termini intermedi, bensì ad un contatto tettonico, beninteso limitatamente all'affidamento che si può fare sul rilievo geologico che in varie zone sembra piuttosto approssimativo.

Per questa ragione, come già si è detto a proposito della Falda di Galati, si assume che il plutone delle Serre e gli scisti della « formazione kinzigitica » con esso collegati siano in falda sopra le filladi ed il Mesozoico su di esse trasgressivo, che è lo stesso che si osserva da Amantea a Catanzaro in posizione certamente arretrata rispetto all'allineamento Sila-Serra S. Bruno.

Una continuazione del plutone delle Serre al di là della copertura postorogena delle valli del Mèsima e del Petrace può esser vista nella zona di Palmi-Melicuccà-Bagnara Calabra. Dalla zona di C. S. Francesco a Taureana al Malopasso affiora anche la formazione kinzigitica, forse come fianco NW del plutone delle Serre, mentre a Bagnara i graniti sembrano chiusi verso S dagli stessi scisti biotitici che si addossano al plutone nelle zone delle tavolette Platì ed Oppido Mamertina, con contatti forse intrusivi, ma di cui nulla si sa di preciso. La formazione kinzigitica di questa zona è descritta soprattutto da FARAONE (1968), purtroppo limitandosi alla solita falesia di Taureana; molto più interessante è la segnalazione di NOVARESE (1931) circa l'affioramento diorito-kinzigitico Gioia Tauro-Palmi (fig. 96) ed il prezioso suggerimento che esso ricorda « la fisionomia della zona d'Ivrea nelle Alpi ». La Carta al 25.000 in questa zona differenzia dal « granito biotitico » di altre limitate masse, qua e là affioranti entro la formazione dei « paragneiss e scisti biotitici spesso con graniti e con intercalazioni di calcari cristallini » (= formazione kinzigitica), una notevole massa che si allunga per oltre 12 km lungo la costa dallo Scoglio Trachini a N di Palmi fino al M. Cucuzzu a S di Bagnara Càlabra (tavolette Palmi, S. Eufemia d'Aspromonte, Bagnara Càlabra), raggiungendo oltre 2 km di larghezza all'altezza di Torre Ruggero-

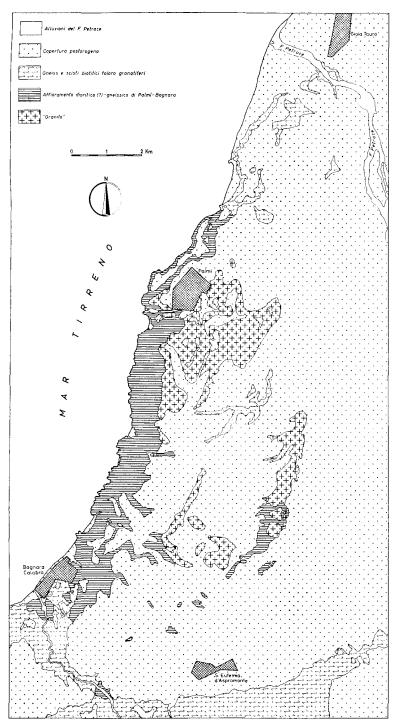



Fig. 96 — Affioramento dioritico-gneissico di Bagnara-Palmi, dalla Carta Geologica della Calabria al 25.000.

— Dioritic-gneissic outcrop of Bagnara-Palmi, from the 1:25.000 Geological Map of Calabria.

Pellegrina-Ceramida. Nella legenda questa massa viene descritta come « complesso di rocce acide a composizione variabile tra la quarzo-diorite e la grano-diorite, fogliettate » oppure « con tessitura orientata primaria e passano localmente a gneiss biotitici » oppure « complesso di rocce acide, più o meno fogliettate, spesso porfiroidi, a composizione variabile tra la quarzo-diorite ed il granito ». Più precise notizie e più approfonditi studi, ed addirittura il confronto suggerito da Novarese da parte di specialisti della zona di Ivrea, sarebbero altamente augurabili.

La Falda dell'Aspromonte nella Carta al 25.000: l'Aspromonte

Questa parte meridionale della falda, come anche i Peloritani, sembra contraddistinta da quegli scisti quarzoso-biotitici localmente granatiferi su cui gli autori sono d'accordo nel trovarli corrispondenti ma alquanto diversi rispetto alla « formazione kinzigitica ». Dalla linea di contatto col granito a Molòchio-Piano Alati-Cirella gli scisti biotitici arrivano a Piminoro, da dove son riportati scisti e gneiss di tipo kinzigitico per S. Cristina d'Aspromonte verso M. Pèdia, e poi in un'altra zona lungo la cresta M. Misafùmera-M. Scorda-Puntone d'Aria, assieme con lembi di « scisti bianchi » che fanno supporre per l'Aspromonte una complicata struttura a scaglie, dato che appaiono intercalati a diverse altezze in formazioni a grado metamorfico molto più avanzato. Questa struttura non sarebbe fuori luogo, e l'esame dettagliato della Carta al 25.000 per tutto l'Aspromonte la fa ritenere addirittura probabile (fig. 97).

Nella zona di Delianuova, Coste di S. Antonio, Favazzina, Scilla, Porticello presso Villa S. Giovanni si accompagnano scisti biotitici ricchi di vene acide e gneiss occhiadini che possono essere facies migmatitiche periferiche rispetto ad un minore plutone granitico affiorante dalla località Forini e da Scido e Delianuova verso E alle zone di S. Roberto e Calanna e fino a Villa S. Giuseppe e a Cannitello verso W, dove il tutto scompare sotto le coperture postorogene ed i terrazzamenti dello Stretto di Messina. Infatti gli stessi « gneiss occhiadini quarzoso-feldispatici, attraversati da vene e filoni di graniti a grana fine, pegmatite e quarzo », si estendono per larghe aree anche a Sud del plutone prima ricordato, dalla zona di Archi a N di Reggio Calabria ad Orti, Cerasi, Schindilifa, Podargoni, S. Stefano in Aspromonte, fino al Passo di Praca. A SE di questa plaga granitico-

gneissica, e forse tettonicamente ad essa sottoposti, riprendono gli « scisti biotitici, talora gneissici e granatiferi » corrispondenti ai « micascisti e gneiss fondamentali » di CORTESE (1895) e presumibilmente equivalenti della « formazione kinzigitica ». Essi occupano l'ampia zona da Reggio Calabria a Cardeto, Terreti, M. Trapani, Gambarie, Serro Sgarrone e di qui fino a Platì.

A SE di questa zona si allineano gli « scisti bianchi » già addietro ricordati a proposito della Falda di Castagna, che dalla tavoletta Delianuova corS da un allineamento di affioramenti granitici potenti qualche centinaio di m per 13 km di lunghezza da M. S. Demetrio a Punta d'Atò e probabilmente costituenti la base di una nuova scaglia. L'allineamento riprende più ad E con i « gneiss occhiadini » di M. Cavallo e delle zone intorno ad Àfrico.

Una nuova fascia di « scisti fondamentali » corre da Serro Morello sopra Péllaro per M. S. Còpodo, Taglio Musolino, Bagaladi, M. Peripoli, Roghudi, Puntone d'Artea, M. Iofri, evidentemente sovra-

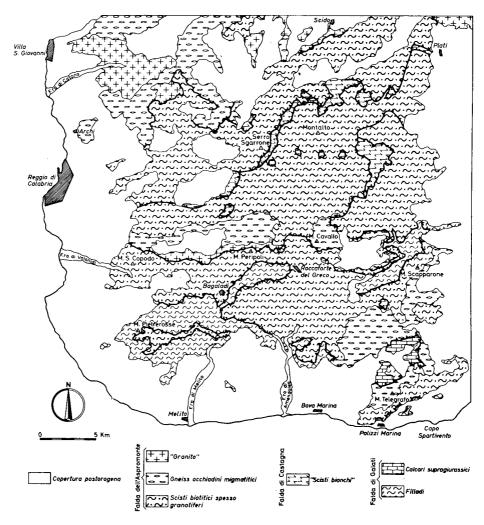



FIG. 97 — Possibile struttura a scaglie dell'Aspromonte, dalla Carta Geologica della Calabria al 25.000.

— Possible multiple overthrust structure of the Aspromonte, from the 1:25.000 Geological Map of Calabria.

rono verso SW sotto Serro Sgarrone, in loc. Cappello Nero, a Sella Entrata a M. Cendri e fino ad E di Cardeto, con altri minori affioramenti a Gambarie e verso il Montalto, delimitando probabilmente una scaglia tettonica sovrascorsa sugli « scisti fondamentali » del Montalto e su di un nuovo piccolo plutone granitico dello stesso tipo di quello di Calanna. Infatti da Serro Tondo presso Armo affiorano i « gneiss occhiadini » arteritici verso M. S. Demetrio, Serra Pantanella, Portella d'Alato e fino ai piani di Cùfalo, seguiti al loro margine scorsa sulla larga fascia di filladi che si stende in direzione WSW-ENE al suo margine meridionale. Nelle tavolette S. Luca e Platì a questa scaglia sembrano connettersi gli « scisti fondamentali » di M. Fernia e Serra d'Ustra e gli scisti e gneiss di tipo kinzigitico ed ortogneissico di M. Perre, Plaghe di Cucco, Vallone degli Oleandri, Mareniti, molto probabilmente sovrascorsi dagli « scisti bianchi » di Puntone Galera, M. Antenna, Pietra Mazzulisà, Serro Alto Carrà.

Altri « scisti fondamentali » sovrascorsi sulle fil-

ladi si disegnano da Lànzena a S di Bagaladi a S. Lorenzo, Condofuri, Gallicianò, Roccaforte del Greco, Serro Arteri, S. Pietro Agrami, M. Scapparone, S di Samo, bordati verso S dagli estesi « gneiss occhiadini » di M. Maradha, Amendolea, Bova, angolo NW della tavoletta Palizzi fino a Staìti, M. Cerasia, S. Nicola sopra Motticella, Fiumara la Verde sotto Samo, evidentemente sovrascorsi sulle filladi con Mesozoico della Falda di Galati che la bordano verso S, e forse in continuità con la scaglia M. S. Còpodo-M. Peripoli-Serra d'Usta.

Un'altra scaglia di « scisti fondamentali con subordinati « gneiss occhiadini » si disegna sotto le filladi dell'estrema punta meridionale della Calabria in direzione EW per 9 km, con poche centinaia di m di larghezza, da Contrada Pietrerosse sotto le filladi di M. Pietrerosse, a Montebello Jònico, a M. Bosso, a M. Scarrone, a Chorio e fino a M. Roncone presso S. Pantaleone. In continuazione con questa, o da essa indipendente, è la scaglia di « scisti biotitici con lenti di calcari cristallini » (= formazione kinzigitica), di « scisti biotitici con considerevole sviluppo di vene granitiche » (= migmatiti) e di « gneiss occhiadini quarzoso-feldispatici » che dalla bassa valle della Fiumara di Palizzi e da Palizzi Marina si stende verso NE per M. Telegrafo-M. Giandera-Pipistrello (tav. Palizzi) fino a S del Poggio la Guardia (tav. Brancaleone), evidentemente sormontando la striscia di filladi e di Mesozoico della Falda di Galati che emerge con isolati affioramenti dai depositi postorogeni prospicienti la costa di Capo Spartivento, da Palizzi Marina a Galati Superiore e a Bella Guardia (tav. Palizzi).

L'esame della carta geologica al 25.000 fa concludere che per l'Aspromonte, una delle zone meno conosciute della geologia italiana, la migliore ipotesi di lavoro sia quella di una struttura a scaglie delle tre falde di Galati, di Castagna e dell'Aspromonte (data da « scisti fondamentali » e graniti con zone migmatitiche di « gneiss occhiadini »), con sovrapposizioni più volte ripetute dalla direzione EW e WSW-ENE delle scaglie più profonde e più meridionali, alla direzione SW-NE della scaglia più elevata rappresentata dalla continuazione verso SW del plutone delle Serre nella zona di Palmi-Bagnara Càlabra.

Conclusioni sulla Falda dell'Aspromonte

La distinzione fra le « kinzigiti » della Sila e della zona fra le Serre e Capo Vaticano da una parte, e gli « scisti e gneiss biotitico-quarzosi » o « scisti fondamentali » di Cortese (1895) che predominano invece nell'Aspromonte e nei Peloritani, sembra rientrare nel più vasto quadro di un alquanto minor grado metamorfico complessivo per gli scisti che stanno sul lato esterno dell'arco dei grandi plutoni granitici in confronto con quelli che stanno sul lato interno. Infatti sono segnalati gneiss kinzigitici e kinzigiti a W del plutone silano ed a NW del plutone delle Serre, con tipi particolarmente metamorfici nella zona di Curinga secondo Dubois (1971 a), mentre da Longobucco a Verzino ed a Pallagorìo e da Guardavalle a Bagnara Càlabra sono segnalati scisti e gneiss biotitici non sempre granatiferi e generalmente non sillimanitici, di volta in volta attribuiti a metamorfismo di contatto od a metamorfismo regionale, a tipi filladici od a tipi di alto metamorfismo, senza che si sia troppo badato al fatto che tipici quadri di contatto esistono sia lungo i graniti silani che lungo il plutone delle Serre, sia nei confronti della « formazione kinzigitica » o scisti biotitico-granatiferi che dir si voglia, che nei confronti delle filladi della Falda di Longi. In tutt'e due i casi la Carta al 25.000 non dimostra incertezze di scelta o passaggi graduali fra le due formazioni, e le vere zone di contatto raggiungono spessori di un ordine di grandezza molto minore che non i singoli affioramenti kinzigitici o filladici nei quali sono comprese e con i quali non vanno pertanto identificate. Spessori di diecine o poco oltre il centinaio di metri sono conformi a ciò che in generale si conosce e ci si può attendere per questo tipo di metamorfismo termico e non regionale.

Non sono segnalate soddisfacenti evidenze di passaggio graduale, esteso a grandi spessori di roccia, fra gli « scisti fondamentali » del fianco esterno dei due grandi plutoni e le filladi, e non si può ammettere a priori che due tipi così diversi di metamorfismo regionale mostrino passaggi netti tra di loro. Conviene ricordare che non è tanto semplice distinguere un passaggio primario tra due differenti formazioni metamorfiche da un contatto tettonico molto sviluppato con scaglie e piani di scorrimento multipli, specialmente per rilevatori petrograficamente poco avvertiti. Chi ha esperienza di rilevamento nei Peloritani e nelle zone a falde nordcalabresi sa che non si può quasi mai riconoscere con sicurezza la presenza di contatti primari tra le varie formazioni, trasgressivi o in continuità stratigrafica che siano, dato che la quasi totalità dei contatti appare fortemente tettonizzata. Al contrario, risulta addirittura opportuno assumere come ge-

nerale regola di partenza la presenza di soli contatti tettonici, per poi ricercare e riportare dettagliate giustificazioni e motivazioni ogni volta che si ritenga di riconoscere un contatto normale.

Per quanto riguarda in generale la tettonica della Falda dell'Aspromonte, sulla sua sovrapposizione rispetto ai meno metamorfici o più recenti terreni della Catena Costiera, del fianco W della Sila e della zona Amantea-Catanzaro non ci sono mai stati seri dubbi, a cominciare almeno da CORTESE (1895). Sui terreni più recenti o meno metamorfici del fianco esterno o frontale della falda sono state generalmente avanzate diagnosi di successione normale sia per la Sila che per la Serra S. Bruno e per l'Aspromonte, a differenza che nei Peloritani. Non mancano tuttavia segnalazioni in senso opposto, prima di tutto da parte del solito CORTESE che anche quando non sapeva spiegare sapeva tuttavia vedere, e ricorda che da Guardavalle verso SW all'esterno della Serra S. Bruno « comincia la cintura delle filladi, le quali spuntano sotto la calotta granitica, e sono continue fino al Turbolo ed oltre », accompagnate da depositi sempre più recenti verso il mare a cominciare dal calcare giurese e dal Cretaceo. QUITZOW (1935 a) ricorda che « il ricoprimento del Cristallino, che in Sicilia raggiunge così ampia misura, si lascia seguire anche al di là dello stretto di Messina nell'Aspromonte verso E. Anche qui è a tratti ben esposta la sovrapposizione pianeggiante di una serie micascistoso-granitica su scisti filladici, p. es. presso S. Lorenzo, e altrettanto si ha 6 km a SW di Palizzi ». Inoltre presso Gerace il granito cataclastico sovrascorre il calcare titonico con un piano 55° SW, e presso Stilo le filladi spuntano da sotto il granito ma « il contatto dovrebbe essere primario ». Presso Rossano si ha struttura a scaglie del Cristallino e dei conglomerati basali, o del granito sulle filladi.

Analoghe evidenze vengono riportate da parte del più completo studio disponibile sul Rossanese (MAGRI, SIDOTI & SPADA, 1963-64) e da parte di RODA (1965 b) per M. Mùtolo nella Serra S. Bruno, mentre mancano altre segnalazioni di inversione tettonica della successione nell'Aspromonte oltre a quella di QUITZOW. Tuttavia, dato che quest'inversione è accettata da tutti per i Peloritani che dell'Aspromonte costituiscano il prolungamento assiale, è prudente ammetterne l'esistenza anche per l'Aspromonte, e rientrerebbe molto meno nella logica una successione di zone metamorfiche in ordine normale, tranne che eventualmente per aree localizzate.

Il flysch tardiorogeno calabride nella letteratura fino al 1960

In CORTESE (1895) gli equivalenti del siciliano Flysch di Capo d'Orlando si riconoscono a fatica, dato che la stratigrafia terziaria vi è trattata sotto il presupposto dell'autoctonia ed eocenicità delle « argille variegate scagliose ». In base alle notizie posteriori a CORTESE si comprende che il suo « più antico membro dell'Eocene » dato da « un conglomerato grossolano » è appunto la base oligocenica e talora miocenica dei depositi tardiorogeni. Sembra in parte esatta la sua osservazione che la base della trasgressione è data da depositi calcarei là dove il substrato è dato dal Mesozoico calcareo, mentre è conglomeratica dove il substrato è cristallino.

Questo è il caso dei « calcari ad orbitoidi » di Stilo (« calcare impuro, fatto come a croste, separate da velature cloritiche », che « va a nascondersi » sotto le arenarie ed i conglomerati « eocenici ») e delle « pendici joniche che scendono a Bianco, Bovalino, Ardore ecc. Sopra Precacore, Sant'Agata, San Luca, Natile ecc. si ergono dei monti di conglomerati eocenici, i quali emergendo dalle bassure argillose di marne variegate (a 100 metri sul mare) vanno a costituire le creste dei contrafforti a ossatura cristallina, alte 800 e più metri ».

Ai conglomerati seguono verso l'alto arenarie grossolane in cui ad Agnana e ad Antonimina si trovano banchi di lignite, e poi marne sabbiose azzurrognole cui si sovrappongono generalmente le « argille scagliose ». Le arenarie lignitifere di Agnana sono caratterizzate da resti di *Anthracoterium magnum* di cui CORTESE riporta la databilità al Tongriano secondo SEGUENZA, rifiutandola tuttavia in base alla postulata età medioeocenica delle sovrastanti « argille scagliose ». Anche DE STEFANO (1903 b) tenta di portare le ligniti al Parisiano superiore.

Al Miocene inferiore od Oligocene vengono invece da CORTESE ascritti i conglomerati calcareo-cristallini di Catanzaro e quelli cristallini di Zagarise e Sersale, nonché le sovrastanti arenarie rossastre o verdiccie di Cicala, Sellìa, Catanzaro, Janò, Zagarise e quelle ben cementate della Fiumarella di Catanzaro: la datazione diversa da quella dei consimili terreni della Calabria meridionale è dovuta al fatto che mancano nel Catanzarese le « argille scagliose ».

Ancora al Miocene medio vengono da CORTESE ascritti il calcare a litotamni di Antonimina e l'arenaria ad orbitoidi ed echinidi ad esso sovrapposta: sembra invece trattarsi ancora di orizzonti sotto-

posti alle « argille scagliose » e quindi equivalenti a quelli poco lontano da CORTESE stesso assegnati all'Eocene. Infine lo stesso autore ricorda che « l'Eocene inferiore, rappresentato specialmente da conglomerati e da arenarie grossolane, cinge.... il massiccio antico, e da Cànolo arriva, in cintura quasi continua, fino a Motta e a Capo dell'Armi ». Fra i monti scoscesi formati dal conglomerato sono citati « la Pietra Cappa sopra Natile, le Pietre del Castello, di Febo, Longa e Saracena, sopra San Luca, e la rupe a cinque punte di Pentedàttilo. I conglomerati arrivano, presso la Lenza di Gerace, fino all'altezza di 850 metri sul mare. Al Capo Bruzzano, o Zefirio, le arenarie sollevate da levante verso ponente spuntano in un breve tratto, scosceso, della costa ».

Anche per QUITZOW (1935 a) la successione trasgressiva di Stilo è eocenica (medio-supraluteziana), dal basso in alto con 10-20 m di calcari a Lepidocicline, 20-30 m di conglomerati grossolani, 100-150 m di argille sabbiose scure, 100-150 m di arenarie e conglomerati ed infine le « argille scagliose » per 200-250 m. Gli stessi terreni contengono banchi lignitici ad Agnana. A Bianco il flysch calcareo-argilloso a nummuliti apparterrebbe al Luteziano superiore. Anche l'Eocene di Rossano viene da QUITZOW correlato con questi terreni, a differenza dei quali sarebbe però compreso nella tettonica dei ricoprimenti calabridi che in Sicilia risulterebbero prossimi al limite Eocene-Oligocene.

PATA (1955) produce una cartina geologica del versante ionico delle Serre e dell'Aspromonte (fig. 98), ma non reca certo progressi rispetto agli autori precedenti nell'interpretazione dei depositi sedimentari giacenti sul Cristallino. Questi costituirebbero un ciclo sedimentario continuo dal Cenomaniano al Messiniano, con il flysch tardiorogeno come emiciclo trasgressivo, le « argille scagliose » come sedimento di mare profondo ed i sovrastanti sedimenti miocenici come emiciclo regressivo. Nei depositi considerati come flysch tardiorogeno nel presente lavoro, egli distingue in basso una formazione arenaceo-conglomeratica spesso con strati calcarei a grandi nummuliti alla base (e_1a), e sopra a questa le marne sabbiose azzurrognole e le argille brune sabbiose della Carta al 100.000 (e_1), considerate però come gli strati che per denudamento tettonico avrebbero generato le « argille scagliose » (e_2) assieme con le quali sembra siano rappresentate nella sua cartina. A prescindere da queste considerazioni dell'autore, la formazione e_1a risulta costituire una fascia continua da Capo dell'Armi a Stilo, tranne che per un tratto di circa 7 km ricoperto dai sedimenti postorogeni nella zona di Màmmola. Essa raggiunge 600 m s.m. a M. Scarpari a E di Capo dell'Armi, 700 m a Bova, 800 m a Staìti, 1000 presso Àfrico, 1150 a M. Jofri, 800 m da qui fino ad Antonimina, scendendo di qui fino ai 400 m presso Stilo dove scompare sotto la copertura pliocenica. Le inclinazioni sono deboli fra Capo dell'Armi e Capo Spartivento, dove la formazione risulta dislocata soprattutto per faglie; tra Capo Spartivento ed Antonimina si hanno inclinazioni deboli verso monte e « molto cospicue » verso mare, e così al di là dell'interruzione di Màmmola, con attenuazione da Placanica a Stilo.

Per il versante sud-orientale della Serra S. Bruno la guida della SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) riporta trasgressivi sul Mesozoico « estesi lembi di calcare a Lepidocicline che passano gradualmente in calcari cloritici a croste zeppi di Lepidocicline e quindi in argille sabbiose cloritiche con alternanza di qualche banco arenaceo: questa serie è di età presumibilmente compresa tra l'Oligocene medio-superiore ed il Miocene inferiore »; tuttavia « prima che per il progredire del movimento di subsidenza si depositassero sul Mesozoico i calcari a Lepidocicline, ai piedi della scogliera mesozoica si era già depositata tutta una serie conglomeratico-arenacea molto potente, in grossi banchi, che presentano una successione molto regolare in senso verticale ed una variazione laterale di facies molto caratteristica ». Infatti « questa serie, a cui si è attribuita un'età compresa all'incirca nell'Oligocene medio, inizia con potenti banchi di conglomerati a grossi ciottoli e sfuma gradualmente verso l'alto in una serie di banchi sempre più spiccatamente arenacei per poi passare in un livello argilloso-sabbioso collegabile eteropicamente alla formazione dei calcari a Lepidocicline, che si rinviene trasgressiva sul Mesozoico. Lateralmente, come già si è accennato precedentemente, si nota invece una variazione di facies molto caratteristica: man mano che si passa dai conglomerati trasgressivi sulle filladi a quelli che si addossano ai piedi della scogliera mesozoica, si può vedere come i conglomerati diventino sempre meno grossolani fino a trasformarsi gradualmente in una formazione spiccatamente argilloso-sabbiosa per cui nella zona centrale, ai piedi della scogliera mesozoica, i conglomerati sono sostituiti eteropicamente da questa formazione sabbioso-argillosa, che assume uno spessore notevolissimo, mentre alle due estremità della scogliera mesozoica se ne rinviene solo un livello di pochi metri al termine della serie conglomeratico-arenacea. La formazione conglomeratico-arenacea, da noi considerata come il primo

termine della serie terziaria, presenta quindi un andamento a doppio cuneo con i vertici convergenti verso il centro della scogliera mesozoica: questa caratteristica variazione laterale di facies si può spiegare se si tiene presente che durante la sedimentazione della serie conglomeratica la scogliera calcarea mesozoica era già in gran parte

« Come si è già detto la serie conglomeratico-arenacea « inferiore » (adottiamo questo termine per comodità d'esposizione) passa verso l'alto in una formazione sabbioso-argillosa eteropica della formazione a lepidocycline trasgressiva sul Mesozoico: al termine quindi della sedimentazione di questa serie oligocenica medio-superiore, quando il movi-

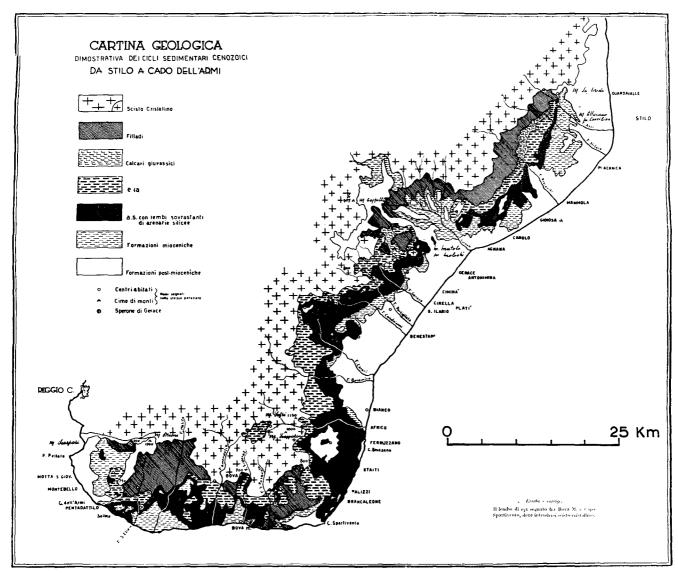



FIG. 98 — Cartina geologica da Stilo a Capo dell'Armi, da PATA (1955); e 1 a = arenarie grossolane e conglomerati. — Schematic geological map from Stilo to Cape dell'Armi, from PATA (1955); e 1 a = conglomerates and coarse sandstones.

emersa e fungeva da diga al trasporto solido proveniente dai rilievi granitici e filladici retrostanti. Pertanto i materiali erosi dovevano aggirare lateralmente l'ostacolo, e veniva così a determinarsi una selezione granulometrica attraverso la quale ai piedi della scogliera mesozoica, nella zona centrale, venivano a depositarsi solo le frazioni più fini sabbioso-argillose ».

mento di subsidenza aveva raggiunto il suo massimo, la scogliera mesozoica calcarea era praticamente tutta sommersa e pertanto non costituiva più un ostacolo all'apporto solido ed infatti la formazione che segue, in perfetta concordanza stratigrafica a tetto della serie precedentemente descritta, è costituita da una serie prevalentemente arenacea di tipo macigno molto uniforme, in banchi

di spessore medio, con alternanze di sottili livelli argillo-sabbiosi, che si presenta continua ed uniforme (salvo evidentemente i disturbi tettonici posteriori) lungo tutto il fronte di sedimentazione e con una potenza complessiva abbastanza rilevante ».

« Questa formazione arenacea passa verso l'alto, con una alternanza ritmica via via più frequente e fitta, dapprima in un livello costituito da sottili alternanze arenacee a grana finissima e finemente fogliettate e successivamente in una formazione di argille sabbiose grigiastre in sottili strati, a frattura concoide o lievemente fogliettata. Queste due ultime formazioni, che presentano complessivamente una potenza di qualche decina di metri, sembrano (*in base* agli esami micropaleontologici finora eseguiti) di età presumibilmente compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore ».

Si è riportata per esteso questa descrizione perché è la più completa finora disponibile sulla formazione del flysch tardiorogeno calabrese, e rende ben conto del confluire di caratteri molassici e fliscioidi in questo tipo di formazioni. Rimane tuttavia da osservare che la mancata pubblicazione del rilievo geologico e dello studio stratigrafico in grado di documentare il dettaglio della descrizione ora riportata ne diminuisce l'utilità e l'attendibilità.

Il flysch tardiorogeno calabride nella letteratura recente

Caire, Glangeaud & Grandjacquet (1961) descrivono lo « Oligomiocene dei Peloritani e della Calabria meridionale » vedendovi una potente formazione discordante su tutti i terreni anteriori, con base conglomeratica e per il resto data da arenarie e marne molassiche generalmente ben classate ma talora a ritmo binario di arenarie mal classate e strati marnosi di spessore equivalente. Secondo gli autori, questa molassa vien direttamente ricoperta nel fianco SE dell'Aspromonte da terreni identici alla nordafricana « falda del Flysch » e nei Peloritani da livelli di rimaneggiamento di questi stessi flysch con argille varicolori e calcari nummulitici.

Nicotera e Sidoti (in Gemina, 1963) descrivono il flysch tardiorogeno calabride nello sviluppo accentuatamente molassico che esso assume ad Agnana e ad Antonimina (fig. 99). Alla base si hanno *conglomerati* rossastri ad elementi filladici e granodoritici, sempre più arenacei verso l'alto, con potenze che vanno da pochi metri ad alcune centinaia di m. Al di sopra si hanno *arenarie grossolane lignitifere* di tipo arcosico con intercalazioni di marne e livelli di lignite, con banchi a stratificazione incrociata presso la base e « successione più regolare di strati arenacei alternanti a strati a granulometria più fine » verso l'alto. Ad Agnana la formazione arenacea mostra potenze di 25-30 m, con un intervallo di argille sabbiose di 4-5 m alla base, direttamente trasgressive sul substrato mesozoico o cristallino oppure immediatamente sovrapposte ai 2-3 m di conglomerati basali, contenenti 4-5 livelli di lignite dello spessore di 10-20 cm ciascuno, in qualche caso fino a 60-70 cm; a tetto di quest'intervallo lignitifero si ha un livello di 50 cm di calcare compatto bruno sottilmente stratificato con sottilissime venature di lignite picea. La mi-

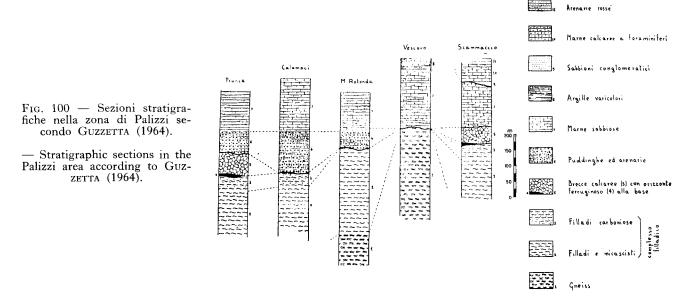
Fig. 99 — Profili schematici nella zona di Agnana-Antonimina secondo Nicotera & Sidoti (1963).

— Schematic profiles in the Agnana-Antonimina area according to Nicotera & Sidoti (1963).

crofauna delle arenarie indica età oligocenica ed ambiente « neritico inferiore-batiale, già sotto la scarpata continentale ». Ad Antonimina le arenarie grossolane lignitifere mostrano spessori sul centinaio di m, con alla base arenarie calcarifere grossolane a macroforaminiferi con spessori fino a qualche metro ed andamento lentiforme. A circa 20-30 m sopra la base è intercalato nelle arenarie compatte a grana fine uno strato di lignite di 20 cm che sembra raggiunga i 40 cm nelle gallerie addentratesi fino a 100 m dall'affioramento.

Le due zone di Agnana e di Antonimina formano due bacini lignitiferi staccati. Verso l'alto la formazione arenacea diviene sempre più fine e passa gradualmente ad una formazione di *marne sabbiose* regolarmente intercalate a straterelli arenacei, con niti) sottostante », e ne riporta la datazione oligocenica da parte di DI NAPOLI per la zona di Agnana ed Antonimina. AFCHAIN (1966) riporta per M. Stella e M. Mammicòmito nella stessa regione una serie terziaria iniziante alla base con calcari bianchi più o meno dolomitici che diventano più marnosi, grigio-verdi e scagliosi verso l'alto, con litotamni, celenterati, lepidocicline, anfistegine, operculine e grandi rotalidi. Verso l'alto si passa a marne giallastre sempre più ricche di banchi arenacei fino a prendere l'aspetto caratteristico dello « Oligomiocene molassico ». A W di Gerace il Terziario inizia invece alla base con conglomerati cristallini rossi a lenti arenacee, passanti verso l'alto ad arenaria grossolana quarzosa biancastra, quindi ad arenaria a cemento calcareo ed infine ad una brec-

FIG. 100 — Sezioni stratigrafiche nella zona di Palizzi secondo GUZZETTA (1964).

— Stratigraphic sections in the Palizzi area according to GUZZETTA (1964).

potenze complessive maggiori di quelle delle arenarie sottostanti, a giudicare dai profili. Al di sopra si hanno le « argille scagliose » (= Complesso Antisicilide).

GUZZETTA (1964) descrive per il circondario di Palizzi una « serie terrigena » trasgressiva (fig. 100) di età probabilmente oligocenico-inframiocenica, con alla base conglomerati grossolani ad elementi cristallini potenti fino ad un centinaio di m, cui segue una potente successione di marne sabbiose spesse fino a 200 m, a loro volta ricoperte nel vallone Parambeglia dalle « argille scagliose »: per i conglomerati basali viene proposta la correlazione con quelli oligocenici di Agnana.

RODA (1965 b) ricorda per la zona di M. Mùtolo a N di Gerace una « alternanza conglomeratico-arenaceo-marnosa chiaramente trasgressiva sia sul calcare giurassico che sul cristallino (filladi e graciola nummulitica a lepidocicline cui segue la monotona alternanza dell'Oligomiocene. Nella Fiumara d'Antonimina a S dell'abitato omonimo, si ha un conglomerato di base, cui seguono livelli arenacei a *Clypeaster biarritzensis* COTTEAU con ostriche e polipai, e quindi un calcare chiaro a Lepidocicline sopra il quale comincia la sedimentazione dello « Oligomiocene molassico » (fig. 101).

Queste serie sembrerebbero cominciare a diversi livelli piuttosto alti dell'Oligocene, e per conseguenze la « serie molassica » sarebbe essenzialmente inframiocenica.

BROSSÈ (1968) accenna all'Oligomiocene del margine Nord della stretta di Catanzaro, dato da conglomerati ed arenarie grossolane. In Contrada Umbri a N di Tiriolo si avrebbero arenarie rossastre e conglomerati a blocchi granitici, scistosi e marmorei, con sottili intercalazioni di argilla verde.

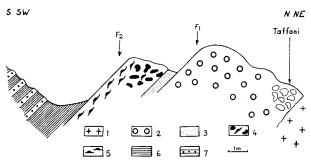
Nella valle del Corace ad E di Tiriolo la formazione conglomeratica (ad elementi granitici, ofiolitici, ortogneissici, marmorei, di calcare titonico) con grosse intercalazioni arenacee risulterebbe molto potente. A Valle Zoppa a SW di Tiriolo si avrebbe un'arenaria bruna grossolana direttamente poggiante sul Cristallino. Inoltre egli ricorda il calcare nummulitico dell'estremità SE del Monte di Tiriolo che passerebbe gradualmente da W verso E ad un'arenaria molto grossolana, e che apparterrebbe allo stesso « insieme sedimentario » dei calcari mesozoici (v. addietro fig. 78).

1: granito; 2: conglomerato; 3: arenaria sabbiosa; 4: calcare a litotamni e lepidocicline; 5: calcare a lepidocicline; 6 e 7: Oligo-Miocene molassico (6: marne; 7: arenaria). — F_1: *Clypeaster;* F_2: grandi lepidocicline.

FIG. 101 — Profilo geologico della Fiumara di Antonimina secondo AFCHAIN (1966).

— Geological profile of the Fiumara di Antonimina according to AFCHAIN (1966).

DUBOIS (1970) si dilunga notevolmente sui depositi oligomiocenici del margine Nord della stretta di Catanzaro. Questa rappresenterebbe la zona di radici delle falde cristalline calabresi, di cui questi depositi arenaceo-conglomeratici rappresenterebbero la copertura trasgressiva (fig. 102), estesa a tutte tre le falde, su livelli sempre più profondi della pila di ricoprimento procedendo da W verso E (?). « I depositi del bacino di Zagarise sono sprofondati al piede della falda superiore, come prolungamento orientale del graben di Taverna, ma a N di Zagarise se ne conoscono dei lembi poggianti sui paragneiss a sillimanite della Sila. Fra Cicala e Pentone, tanto nel graben di Cicala che sui fianchi del massiccio Serralta-Castagna, l'Oligomiocene riposa sui graniti ed ortogneiss (= « scisti bianchi ») della falda intermedia.

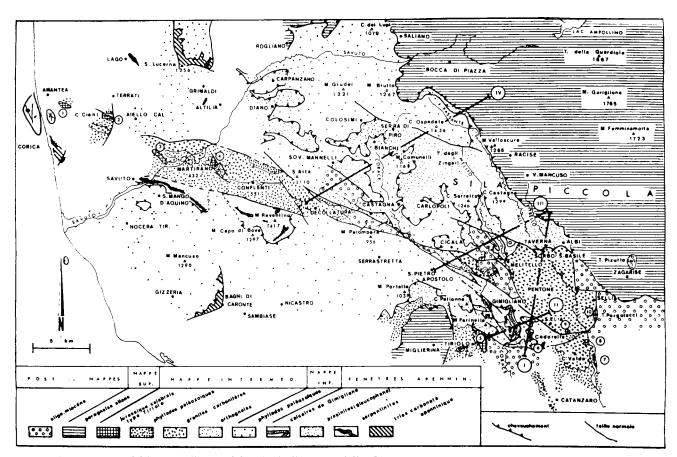



FIG. 102 — Le tre falde cristalline calabresi al di sopra delle finestre appenniniche fra il versante SW della Sila e la fossa di Catanzaro secondo DUBOIS (1970).

— The three crystalline nappes of Calabria overlying the Apenninic windows between the SW Sila slope and the Catanzaro trough according to DUBOIS (1970).

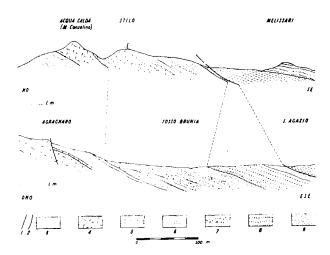



FIG. 103 - Profili nella zona di Stilo secondo BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971). 1 - trasgressioni; 2 - faglie e ricoprimenti; 3 - filladi paleozoiche; 4 - dolomie e calcari mesozoici; 5 - calcareniti a Lepidocicline; 6 - argille e silt argillose; 7 - arenarie e conglomerati; 8 - arenarie gradate; 9 - argille varicolori.

— Profiles in the Stilo area according to BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971). 1 - transgressions; 2 - faults and overthrusts; 3 - Paleozoic phyllites; 4 - Mesozoic dolomites and limestones; 5 - *Lepidocyclina* calcarenites; 6 - shales and shaly silts; 7 - conglomerates and sandstones; 8 - graded sandstones; 9 - variegated shales.

Nella stessa regione, fra Vignata e Colle Castello, esso è discordante sul contatto tettonico di base della falda intermedia, e pertanto raggiunge la sommità della falda inferiore ».

Faune di campioni alla base dell'Oligomiocene in Calabria meridionale sono risultate di età stampiana (AFCHAIN, 1966). Quest'età sarebbe confermata da campioni provenienti dal versante Nord dalla stretta di Catanzaro secondo DUBOIS (1970) e secondo la legenda della sua fig. 7 dal piede SE del M. Tiriolo e sul rovescio del Cozzo Ciani (fra Aiello Càlabro ed Amantea).

BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971) descrivono due sezioni dei depositi tardiorogeni nella zona di Stilo sul versante orientale della Serra S. Bruno (fig. 103). Al Fosso Brunia riportano: *calcareniti* a Lepidocicline, litotamni e briozoi, di poca potenza, supraoligocenico-aquitaniane; argille siltose grigie potenti 65 m con microfaune a *Globigerinoides* sp., *Globigerina venezuelana*, *Globoquadrina dehiscens praedehiscens*, *Globigerinita dissimilis*, di età aquitaniana; arenarie mal gradate (20 m); arenarie grossolane e conglomerati a stratificazione incrociata con letti di carbone (m 120); alternanza di silt ed arenarie (50 m); arenarie gradate (18 m); conglomerati (m 25); silt (m 10) a microfauna aquitaniana simile alla precedente; conglomerati (m 10); silt ed arenarie con carbone (m 35); arenarie e silt (m 30); arenarie gradate (m 200) con microfauna a *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Globigerinita dissimilis*, *Globoquadrina* sp., che secondo gli autori può giungere fino al Langhiano ma che sembra piuttosto da comprendere nella zona a *G. dissimilis;* seguono le « argille scagliose » e su di esse le « arenarie a clipeastri ».

Nell'altra sezione al Torrente Stilaro si hanno: conglomerati poligenici grossolani (m 300-400); alternanza arenaceo-siltosa (m 13); alternanza arenaceo-argilloso-conglomeratica (m 30) con microfaune a *Globigerinoides* gr. e *G. dissimilis* probabilmente aquitaniane; arenarie grossolane (m 20); conglomerati e sabbie a *Pecten* (m 20); arenarie grossolane gradate (m 60); arenarie straterellate con argille (m 10); « argille scagliose »; « arenarie a clipeastri ». Una successione simile a quelle descritte viene accennata anche per Caulonia.

Il flysch tardiorogeno calabride nella Carta al 25.000

Nella Relazione Generale di BURTON (1971) al Flysch tardiorogeno calabride del presente lavoro corrispondono in primo lugo i depositi ascritti all'*Oligocene* di Tiriolo e del foglio Locri, consistenti in calcareniti a macroforaminiferi con un conglomerato basale. Nei fogli Cittanova e Badolato una simile successione viene considerata oligomiocenica. Sopra questi lembi basali segue il *gruppo delle areniti, siltiti e dei sedimenti fliscioidi*, sviluppato soprattutto nei fogli Cittanova, Badolato e Locri come areniti e flysch, nei fogli Mèlito di Porto Salvo e Palizzi come siltiti. Depositi simili ed eventualmente correlabili si hanno su limitate estensioni dei fogli S. Giovanni in Fiore, Cosenza e Catanzaro.

Per quanto riguarda il capitolo « Formazioni della Calabria settentrionale sovrapposte alla facies mesozoica di scogliera » si può ricordare che in esso sono miscellaneamente comprese le formazioni di Cerchiara, del Bifurto, delle Argille Variegate, di S. Arcangelo e di Gorgoglione (v. OGNIBEN, 1969).

Per il margine N della stretta di Catanzaro la Carta al 25.000 mostra ben poco di ciò che si possa considerare « flysch tardiorogeno » in assenza della sua tipica copertura data dalle « argille scagliose » antisicilidi. Nelle tavolette Decollatura, Cicala e Tiriolo appare nelle valli del F. Amato e del F. Corace una serie di lembi di arenarie e conglomerati rossi e bruni non fossiliferi con intercalazioni di « argille fogliettate », allineati più o meno in prosecuzione del graben granitico Aiello Càlabro-

Decollatura, ed attribuiti al Miocene inferiore o alla base di quello medio superiore. Più interessante sembra la situazione del calcare nummulitico del M. Tiriolo, attribuito dalla Carta Geologica al 25.000 all'Oligocene sulla base di « una buona microfauna fra cui *Nummulites fichteli* MICH. e *N. intermedius* D'ARCH. », e che secondo BROSSÈ (1968) passerebbe a facies arenacee verso Est e potrebbe pertanto costituire qualcosa di molto analogo alla base calcarea del flysch tardiorogeno del versante ionico della Calabria meridionale. Tutt'attorno ad esso non si hanno tuttavia nella Carta Geologica al 25.000 se non conglomerati, e poi terreni attribuiti al Sarmaziano, con calcari evaporitici e gessi. Niente è segnalato per Cozzo Ciani (v. DUBOIS, 1970). L'individuazione nella stretta di Catanzaro di un eventuale flysch tardiorogeno, più antico del Miocene medio, va pertanto rimandata a più approfonditi studi ancora da farsi.

Il flysch tardiorogeno ricoperto dalle « argille scagliose » antisicilidi come nei Peloritani, e pertanto riconoscibile con ragionevole sicurezza, è quello del versante SE delle Serre e dei versanti orientale e meridionale dell'Aspromonte, e scendendo verso S comincia a mostrarsi nei dintorni di Guardavalle. Nelle tavolette Stilo e Nardodipace la Carta al 25.000 mostra il calcare a Lepidocicline passante ad arenaria grossolana in lembi più o meno isolati sui calcari mesozoici e talora sulle filladi, mentre verso valle si ha lo stesso calcare, oppure argille con intercalazioni arenacee a Lepidocicline, con passaggio a conglomerati sempre più arenacei verso l'alto, potenti attorno al migliaio di m, ed infine ad una « facies fliscioide » data da qualche centinaio di m di silt ed arenarie con prevalenza di argille verso l'alto: il tutto attribuito al Miocene inferiore od inferiore-medio. Nella zona di Caulonia-Gioiosa Iònica il flysch tardiorogeno sottostante alle « argille scagliose » è rappresentato dai conglomerati passanti verso l'alto ad arenarie brune contenenti lenti di argille siltose con intercalazioni di arenarie a Lepidocicline, ed infine alla « facies fliscioide ». Un lembetto isolato di calcare arenaceo a Lepidocicline è riportato ad Ursini.

Nelle tavolette Siderno ed Antonimina si hanno i noti giacimenti lignitiferi di Agnana Càlabra e di Antonimina. Il rilievo sembra peccare per eccesso, distinguendo al di sotto delle « argille scagliose » (designate nella Carta al 25.000 come « argille policrome, spesso di aspetto caotico ») due serie fra loro simili, rispettivamente oligocenica ed infra-mediomiocenica, che sembrano in realtà essere una sola perché non mostrano relazioni di successione ma sono ambedue interposte fra il Cristallino e le « argille scagliose » antisicilidi. Il membro basale è dato da arenarie a cemento calcareo con Lepidocicline, specialmente nella zona di Antonimina, o da conglomerati con intercalazioni arenacee, specialmente nella zona di Agnana ma anche verso SW fino a M. Tronato a SE di Antonimina. Al di sopra seguono calcari a Lepidocicline in limitate zone della tavoletta Antonimina, di cui la Carta al 25.000 considera miocenici quelli con litotamni, oligocenici quelli con « alghe calcaree, briozoi » ecc. Sui calcari, o direttamente sulle arenarie o conglomerati sottostanti, seguono siltiti grigie in strati sottili, con livelli lignitici presso la base, considerate mioceniche ad Agnana, oligoceniche ad Antonimina ed ancora mioceniche a SE di Antonimina.

La situazione cartografica si semplifica procedendo verso SW. Nella zona di Crasto-Aria del Vento (tav. Ardore e Platì) al di sotto delle « argille scagliose » affiorano estesamente « depositi fliscioidi, varicolori » dati da conglomerati, arenarie, siltiti ed argille siltose, che passano verso l'alto alle « siltiti grigie in strati sottili » localmente contenenti Lepidocicline nelle intercalazioni arenacee. Nella zona di Serro Stinco al di sotto dei conglomerati si hanno sabbie basali verdastre, fini o grossolane.

L'affioramento conglomeratico riprende molto estesamente a S di Platì e della valle del T. Acone, giungendo dai 300 m s.m. sotto Natile ai 1057 m di Serro Alto, e di lì scendendo fino a S. Luca, per riprendere a S della Fiumara Buonamico con le alternanze conglomeratico-arenacee di Puntone Melìa, M. Varet, M. Jofri, S. Agata del Bianco, Caraffa del Bianco e Casignana, su cui si stendono le siltiti di C. Varet, Serra di Gullo, loc. Paolillo.

Al di là delle « argille scagliose » di Samo riprendono i conglomerati grossolani con intercalazioni di arenarie, passanti verso l'alto a siltiti grigie su cui si sovrappongono le « argille scagliose » dalla Fiumara la Verde a Motticella. I lembi conglomeratico-arenacei delle rovine di Precacore (Serro Schiavone, Puntone di Puntore) e di Casalnuovo-Àfrico-Puntone Cancello-Puntone Cisare-T. Galati sono oltremodo interessanti perché appaiono poggiare sia sulle filladi che sui gneiss biotitici e sui gneiss occhiadini, cosicché potranno permettere di riconoscere se il flysch tardiorogeno sia realmente trasgressivo su una struttura di falde cristalline come il siciliano Flysch di Capo d'Orlando, oppure no.

La zona da Poggio a Motticella (tav. Àfrico) alla Fiumara di Bruzzano mostra la formazione

conglomeratico-arenacea passare verso l'alto alle siltiti grigio-brune con intercalazioni arenacee, che affiorano da sole nelle zone di Ferruzzano e di Capo Bruzzano, con una alquanto complicata situazione di affioramenti arenacei che sembrano tutti ascrivibili a materiale trasportato dalle « argille scagliose » antisicilidi, come verrà ricordato più avanti.

Verso Brancaleone, Polizzi, Bova, Bova Marina, S. Carlo, S. Pantaleone, Serro Carafi (tav. Brancaleone, Polizzi, Bova Marina) la Carta al 25.000 riporta essenzialmente conglomerati, talora con al tetto livelli « leggermente calcarei », talora sabbie, passanti verso l'alto alla solita formazione siltosa con intercalazioni arenacee, che probabilmente quando verrà studiata si rivelerà essenzialmente torbiditica. Fra i conglomerati e le siltiti si ha generalmente intercalata una formazione di « arenarie generalmente mal stratificate, spesso conglomeratiche » spesso passanti ad « arenarie bruno-chiare e bruno-giallastre » che nelle tavolette Brancaleone e Palizzi vengono accomunate con gli esotici arenacei delle « argille scagliose ». Questi però corrispondono chiaramente a blocchi di quarzareniti del Flysch Numìdico (v. avanti, Complesso Antisicilide), cosicché in avvenire queste zone andranno cartografate tenendo presente la possibilità che le « arenarie bruno-chiare e bruno-giallastre » appartengano alle due diverse formazioni del Flysch tardiorogeno calabride e del Flysch Numìdico.

Infine, al di là della Fiumara di Mèlito riprende la serie conglomeratico-arenaceo-siltitica ai margini delle estesissime « argille scagliose » e sopra il cristallino, passando dalle filladi agli scisti biotitici ai gneiss occhiadini come visto addietro. Si passa dal lembo isolato sopra Musoponiti a quelli di Pentidàttilo, di Masello-Montebello Iònico, di Serro Donalina, di M. Sprea ed infine a quello di Stino-Falde della Madonna-M. Scarpari (tav. Mèlito di Porto Salvo) che scende verso Capo dell'Armi. In questa zona si hanno in località Coletta ed in località le Chiane (tav. Mèlito di Porto Salvo e tav. Capo dell'Armi) dei terreni interposti tra le siltiti e sabbie oligomioceniche e le « argille scagliose » antisicilidi, descritti come « selci calcaree con sottili intercalazioni di silts grigi nodulari », questi ultimi con foraminiferi arenacei e raramente planctonici. Nel quadro delle conoscenze lucane e siciliane queste « selci » andrebbero a prima vista attribuite al Complesso Antisicilide, dato che le « argille scagliose » risultano molto diffusamente accompagnate da frammenti e lembi di selci straterellate. Tuttavia sono note dall'Algeria successioni che riproducono il quadro della costa ionica della Calabria meridionale e nelle quali le selci vanno attribuite alla successione tardiorogena oligomiocenica. L'ultima segnalazione è di Bouillin & Raoult (1971) che descrivono sul Cristallino della Piccola Cabilìa un Oligomiocene a Lepidocicline « coronato localmente da rocce silicee straterellate — le pseudoftaniti — a molto rari *Globigerinoides*. Questo Oligomiocene cabilo è sovrascorso da flysch massilici o mauritanici oppure passa verso l'alto in continuità ad un olistostroma costituito da una matrice d'argille scagliose a blocchi e klippen provenienti dai flysch ». « In continuità apparente sull'olistostroma e sui flysch alloctoni » si ha la « serie numìdica ». Tutto questo insieme riproduce perfettamente la successione della costa ionica sudcalabrese e fa pensare che le « pseudoftaniti » appartengano realmente al flysch oligomiocenico e siano di età effettivamente inframiocenica, così come le segna la legenda della Carta al 25.000. Infatti le corrispondenze fra l'Appennino meridionale - Sicilia ed il Maghreb si rivelano ogni giorno maggiori, ed è da pensare che le differenze siano da attribuire soprattutto all'ancora insufficiente conoscenza delle due regioni.

All'estremo W della lunga fascia dei depositi tardiorogeni si ha infine il lembo di S. Basilio-Motta S. Giovanni-Paterniti, affiorante ancora a S. Filippo sopra Péllaro, sotto forma di conglomerati passanti verso l'alto a strati prevalentemente siltitici variamente colorati e trasgressivi dalle filladi agli scisti biotitici. Per tutti questi lembi del versante meridionale dell'Aspromonte non sono riportate microfaune di qualche significato, e l'identificazione della formazione riposa soprattutto sull'interposizione tra il Cristallino e le « argille scagliose ».

Conclusioni sul flysch tardiorogeno calabride

La successione interposta nel versante ionico delle Serre fra il Cristallino e Mesozoico sottostanti e le « argille scagliose » sovrastanti costituisce un insieme piuttosto complesso ma di fisionomia costante in tutta la sua estensione, che può forse comprendere anche il calcare a macroforaminiferi ed i conglomerati ad esso eventualmente collegati a N della stretta di Catanzaro. Nell'Aspromonte essa sembra con buona sicurezza trasgredire su vari ricoprimenti cristallini comprendenti anche il Mesozoico della Falda di Galati, sempre beninteso tenendo presente il metodo compilativo con cui i ricoprimenti sono stati individuati nel presente lavoro. Nelle falde cristalline a loro volta risultano

coinvolti l'Eocene di Rossano ed eventuali livelli eocenici della Falda di Galati, di cui il « flysch tardiorogeno calabride » è certamente più recente. A tutt'oggi la ricostruzione più ragionevole che sia possibile fare sulla base dell'interpolazione fra Calabria settentrionale e Peloritani è che si tratti di una formazione postorogena rispetto ai ricoprimenti calabridi e su di essi trasgressiva.

I caratteri molassici della parte basale della successione (sedimenti neritici, conglomerati, depositi continentali a ligniti ed *Anthracoterium*) si giustificano bene con la situazione di trasgressività rispetto alla fase finieocenica dei ricoprimenti calabridi. D'altra parte i caratteri fliscioidi della parte alta della formazione sono testimoniati molto chiaramente dai pochi autori che se ne sono sia pur moderatamente occupati. Essi denotano una ripresa di condizioni batiali interpretabile nel senso di un carattere intrageosinclinalico dei ricoprimenti, che si verificarono in una fase orogenica precoce quando ancora prevaleva la subsidenza, prima della chiusura della geosinclinale e del successivo sollevamento della fascia corrugata.

Il collegamento con la Calabria settentrionale ci dice che le falde cristalline sono messe in posto a livelli più elevati del Burdigaliano panormide, e che pertanto il « flysch tardiorogeno calabride » di età certamente non più recente di quel Burdigaliano stesso, è alloctono al pari delle falde cristalline su cui trasgredisce. Il collegamento con la Sicilia nord-orientale ci dice che esso mostra completa analogia e probabile identità col Flysch di Capo d'Orlando, trasgressivo sulle falde calabridi dei Peloritani e con esse trasportato a livelli tettonicamente più elevati che non la sommità elveziana del Complesso Basale. Ciò porta a considerare alloctoni anche i livelli sovrastanti al « flysch tardiorogeno calabride » che siano di età pretortoniana.

La denominazione di « Flysch di Capo d'Orlando » (Ogniben, 1960) è del tutto provvisoria, non corrispondendo ad alcuno studio specificamente approfondito. E' sperabile che il flysch tardiorogeno calabro-peloritano del Complesso Calabride venga esaurientemente studiato sia stratigraficamente che sedimentologicamente, prima di essere « schedato » con una denominazione che per essere valida deve corrispondere ad un affioramento tipico, completo e soprattutto ben studiato.

La grande importanza di questo studio apparirà chiara se si pensa che il bacino di sedimentazione del « flysch tardiorogeno calabride » e del « Flysch di Capo d'Orlando » dovette essere tutt'uno col quello del Flysch di Reitano, del Flysch di Gorgoglione, del Flysch di Ranzano, delle Arenarie di Loiano e della « Molassa tongriana ». Con quest'ultima le analogie sono molto spinte, specialmente per quanto riguarda la posizione interna rispetto all'Appennino. In quanto alla rispettiva posizione alloctona od autoctona è consigliabile non farci troppo caso. Il « flysch tardiorogeno calabride » e gli altri consimili sono alloctoni per sovrapposizione su livelli più recenti di altre successioni, ma la Molassa tongriana può essere stata traslata su distanze ancora maggiori, se si pensa alla rotazione che ha prodotto l'uncino dell'estremità meridionale delle Alpi Occidentali.

Non è pensabile tuttavia che si arrivi a definire tutti questi terreni come un'unica formazione, per elementari ragioni (e prescrizioni del Codice!) di sintassia. Occorrerà probabilmente distinguere sotto nomi diversi: *a*) la porzione sicilide dei flysch tardiorogeni; *b*) quella liguride, se attualmente coinvolta in unità tettoniche a diverso livello di messa in posto; *c*) quella calabride e « tongriana » in quanto siano attualmente ubicate in livelli strutturalmente diversi dalle precedenti.

COMPLESSO ANTISICILIDE
(Ogniben, 1969)

Il Complesso Antisicilide nella letteratura

A proposito del « flysch tardiorogeno calabride » equivalente al siciliano Flysch di Capo d'Orlando, si è avuta occasione di ricordare come esso sia caratterizzato, nei Peloritani come nella Calabria meridionale, dall'interposizione tra le falde cristalline su cui è trasgressivo ed una coltre di « argille scagliose » variegate, che come tutte le coltri consimili dovrebbe avere significato di trasporto orogenico gravitativo. Sopra le « argille scagliose » si hanno depositi calcareo-arenacei caratteristici, che sembrano significare una ripresa della sedimentazione tardiorogena e che in Calabria risultano limitati al versante meridionale dell'Aspromonte, mentre le « argille scagliose » affiorano da questo versante lungo la costa ionica fino all'altezza di Stilo.

La denominazione di « Complesso Antisicilide » è stata data alle « argille scagliose » dei Peloritani e della Calabria meridionale in Ogniben (1969; 1971), cambiando la primitiva denominazione di Complesso Sudliguride di Ogniben (1960) allo scopo di rendere esplicito il fatto che si tratta di argille variegate identiche a quelle che caratteriz-

zano il Complesso Sicilide della Sicilia (OGNIBEN, 1960) e della Lucania (OGNIBEN, 1969); la loro posizione al di sopra di terreni di carattere a quanto pare interno rispetto ai terreni sicilidi sembra infatti significare che esse siano state messe in posto da trasporto orogenico in senso contrario alla generale vergenza del corrugamento, e pertanto da un « antiricoprimento » verso l'interno anziché da un normale « ricoprimento » verso l'esterno. Il termine « complesso » è giustificato altresì dal fatto che nella composizione dell'unità entrano anche materiali estranei alla successione sicilide, come le zolle del Flysch Numìdico e del « flysch tardiorogeno calabride ».

Degli autori che se ne sono occupati, CORTESE (1895) descrive le « argille scagliose » della Calabria meridionale cominciando dalle marne grigie ad Ostreidi che per lui rappresentano il Cenomaniano ben distinto dall'Eocene delle argille variegate contenenti calcari nummulitici, con le quali sono in « un intimo contatto e nulla più » come nel Messinese. Le marne cenomaniane formerebbero il piano di Scrisà e la Regione Vutta a W di Ferruzzano, e dovrebbero trovarsi anche nelle marine sotto Bova e Brancaleone, dove sono abbondanti i relativi fossili. La parte principale del complesso è però data dalle « argille variegate scagliose », per CORTESE appartenenti all'Eocene medio assieme con i « galestri e ftaniti ». Le « argille variegate abbondano sul versante ionico e mai arrivano sul versante tirreno » e « nella bassa Calabria sono sviluppate da Stilo a Capo dell'Armi, formando una cintura quasi continua intorno ai monti più elevati costituiti da terreni antichi o da conglomerati dell'Eocene inferiore » (che sono invece quelli tardiorogeni descritti nel capitolo precedente del presente lavoro).

Le argille variegate contengono secondo CORTESE calcari nummulitici o compatti, in straterelli completamente frantumati, gesso fibroso (verosimilmente di origine discendente dovuta all'alterazione dei solfuri), scisti bituminosi, limonite manganesifera spesso concrezionata (e probabilmente di genesi collegata, almeno in parte, con quella del gesso fibroso prima ricordato). Interessante è la notizia che « nella parte estrema della Calabria, le arenarie del Miocene inferiore sono gialliccie a grani quarzosi, grossi come un piccolo cece, misti a sabbia finissima con cemento siliceo, poco tenace. Se ne trovano piccoli lembi ad Agnana e sopra Gerace; Ciminà è fabbricata su una massa di quelle, e una grande massa è quella dove sta Ferruzzano e che corona il Monte Fasoleria. Altre masse limitate si hanno alla Marina di Brancaleone e in piccoli lembi presso Capo dell'Armi ». E' possibile riconoscere in questa descrizione gli esotici « numìdici » delle argille variegate, tanto più che « nelle fiumare di Melito e di Amendolea, presso la costa di Calabria volta a Sud, si hanno anche delle estensioni di argilla bruna, scagliosa, che è da collegarsi colle arenarie gialle descritte ». Questo reperto rende altamente verosimile che si tratti proprio di lembi numìdici.

Per QUITZOW (1935 a) la strana sovrapposizione delle marne cenomaniane sul Cristallino senza traccia di depositi clastici intermedi potrebbe esser causata da deboli piegamenti. A Stilo le « argille plastiche grigie e rosse con strati calcarei », potenti 200-250 m, costituiscono la sommità della serie eocenica, essenzialmente sopraluteziana come risulterebbe dalle nummuliti elencate da CORTESE per le « argille scagliose » di Bianco.

Si è già visto che per PATA (1955) le « argille scagliose » sono un prodotto del « denudamento tettonico » e del disfacimento delle argille siltose che seguono in concordanza sull'alternanza conglomeratico-arenacea (attribuita nel presente lavoro al flysch tardiorogeno). Egli accenna agli « straterelli più o meno potenti che talvolta in pacchetti regolari, più spesso contorti o spezzati in piastrelle, sono inclusi nella massa informe della roccia dislocata (calcarei, marnosi, arenacei, sideritici, rodocroisitici, ecc.) ». L'età delle « argille scagliose » è in PATA compresa fra il Cenomaniano e l'Eocene superiore. Interessanti le « arenarie silicee »: « formazione assai ben distinta dal punto di vista litologico, presentandosi in tutti i suoi lembi, sparsi qua e là sulle argille scagliose dislocate, sotto lo stesso aspetto: una arenaria cioè che, variabile di colore dal rosso mattone al grigio chiaro, fra un lembo e l'altro, presenta una grana finissima, per la maggior parte costituita da granuli di quarzo tanto fortemente cementati da renderla spesso durissima a molto coerente ». Non contiene alcuna traccia di fossili, e generalmente « si tratta di lembi disseminati nelle argille scagliose e talvolta in esse immersi ». In realtà sono blocchi, come risulta dalle fotografie di PATA, ed i lembi maggiori sono quelli di Ferruzzano, esteso per 20 kmq con una potenza media di poco più di 50 m, e quello di Capo Bruzzano lungo 3 km e potente circa 50 m. Lembi simili si trovano pure sulle argille scagliose presso Saline di Reggio. « Nessun lembo di queste arenarie può ritenersi in situ ». PATA conclude che le « argille scagliose » mostrano « un collegamento sicuro con le rocce insieme con le quali si sono costituite in un lungo ciclo sedimentario e del quale

esse rappresentano la formazione di subsidenza » (ossia, quella di ambiente più profondo); che esse si presentano attualmente « ma solo nelle parti meno profonde » in giacitura caotica « conseguente ad un fenomeno di denudamento tettonico che le ha dislocate più o meno rispetto alle altre rocce costituite nello stesso ciclo »; che « l'età del denudamento è postpliocenica ed esso è causato dal sollevamento dello zoccolo cristallino iniziatosi in età postpliocenica e precalabriana »; che le « argille scagliose » sono le stesse che nella Toscana e nell'Appennino centro-meridionale si trovano fuori della sede originaria, mentre in Calabria « esse occupano ancora, tettonicamente, il punto di partenza da cui quelle si mossero per rovesciarsi, con i noti meccanismi tettonici, sull'Italia centro-meridionale ».

Le argille variegate del Complesso Antisicilide vengono descritte per la zona di Stilo dalla guida della SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957), in modo interessante perché arriva a due precise ed esatte conclusioni: 1) che le argille variegate sono intercalate « in un ben preciso orizzonte, fra la formazione fliscioide (« tipo macigno ») dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore a letto, e le arenarie a *Clypeaster* a tetto »; 2) che non esiste alcun lembo di esse alle spalle della catena calcarea giurassica, e che ciò appare strano « a meno che non si supponga per le a.s. una provenienza da SE per colata gravitativa », « ma per questa ipotesi a tutt'oggi non si hanno elementi probanti ». Senza accorgersi che l'elemento probante è già contenuto nella descrizione, il ragionamento purtroppo si conclude accettando un'ipotesi molto meno probante di faglia inversa con debole inclinazione sull'orizzontale e con spremitura verso l'alto delle argille variegate originariamente depostesi in loco durante il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore.

CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961) osservano a Platì « dei flysch cretacei poggianti sull'Oligomiocene e sopportanti dei lembi di Numìdico « rabotés » alla base, con corrispondenza fino al dettaglio rispetto alla nordafricana falda del Flysch ».

COTECCHIA (1963) prende in esame i rapporti tra le « argille scagliose » di Stilo (Complesso Antisicilide del presente lavoro) e quelle del Crotonese e del Rossanese (Complesso Crotonide del presente lavoro) giungendo all'ipotesi che possa trattarsi di trasporto gravitativo da Sud verso Nord, o da una stessa massa di « argille scagliose » progressivamente avanzante nella zona del Golfo di Taranto prospiciente la costa ionica, oppure da rilievi formatisi ad Est della costa in tempi successivi da Sud verso Nord.

Per il territorio di Palizzi GUZZETTA (1964) descrive le argille varicolori della Fiumara S. Pasquale, potenti almeno 70 m, ricche degli inclusi ad esse usuali, con strati ondulati o contorti a differenza della sottostante successione del flysch oligocenico-inframiocenico. La parte inferiore delle argille varicolori conterrebbe brecciole a macroforaminiferi di un Miocene basale.

RODA (1965 b) ricorda le « argille scagliose » della zona ad oriente di M. Mùtolo, in sovrapposizione tettonica sull'alternanza conglomeratico-arenaceo-marnosa del flysch tardiorogeno. AFCHAIN (1966) ricorda per la zona fra Stilo ed Antonimina che « le argille varicolori, costantemente sovrapposte alla serie detritica oligomiocenica e contenenti microfaune dal Cenomaniano al Bartoniano, sono alloctone o rimaneggiate ». AFCHAIN (1967 b) descrive una sezione caratteristica 2 km a N di Motticella fra M. Scapparone e M. Fasoleria (fig. 104):

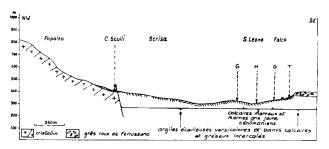



FIG. 104 - Profilo lungo la mulattiera da Ferruzzano a Casalnuovo secondo AFCHAIN (1967 b). G - calcare microbrecciato a *Globotruncana*; H - lumachella ad Ostriche; T - *Tubotomaculum*.

— Profile along the Ferruzzano-Casalnuovo mule-track according to AFCHAIN (1967 b). G - microbrecciated *Globotruncana* limestone; H - Oysters coquina; T - *Tubotumaculum*.

dal Cristallino si passa per faglia al complesso caotico delle argille scagliose varicolori sulle quali riposano le arenarie rosse di tipo numìdico di Ferruzzano, localmente senza troncatura apparente. Le argille varicolori possono suddividersi in tre complessi da W ad E: il più occidentale è caotico, con calcari arenacei a Globotruncane; la zona mediana è data da marne biancastre a scaglie nodulose e da calcari marnosi con livelli ad abbondanti bivalvi, soprattutto Ostreidi con qualche *Turrilites* e degli *Hemiaster*, ossia la tipica macrofauna del Cenomaniano di facies africana; verso Est salendo al M. Fasoleria si passa bruscamente alle argille scagliose verdi e rosse che si seguono fino alle arenarie rosse di Ferruzzano e che mostrano microfaune planctoniche del Senoniano alto, e verso Ferruz-

zano le tipiche concrezioni dei *Tubotomaculum* nonché brecciole nummulitiche ipresiane. La successione sembrerebbe quindi regolarmente stratificata, almeno per la parte orientale della sezione.

OGNIBEN (1971, già datato 1968) ricorda l'inserimento di una coltre di argille variegate nei Peloritani al di sopra del Flysch di Capo d'Orlando ed al di sotto di un complesso di calcareniti a briozoi ed arenarie calcarifere di età burdigaliano-elveziana; propone di denominarle « Complesso Antisicilide » anziché « Complesso Sud-liguride » come in OGNIBEN (1960), per le ragioni ricordate all'inizio di questo capitolo, ed estende i relativi concetti alle « coltri di argille scagliose e di terreni fliscioidi presenti sopra i terreni cristallini della Calabria ».

MORONI & RICCO (1968) riportano osservazioni sul lembo di marne argillose grigie cenomaniane di Brancaleone, verso la costa molto tormentate con emergenti banchi verticalizzati, mentre verso l'interno la successione tende a regolarizzarsi e si risolve in un pacco di strati verticali con direzione ENE-WSW, andando « a contatto con il Flysch oligocenico, rappresentato da quarzareniti (sulle quali è costruito il paese di Brancaleone Superiore) o più spesso da argille varicolori ». Lo studio è dedicato ad un gruppo di specie della tipica macrofauna. BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971) ricordano le argille varicolori in sovrapposizione tettonica sul flysch oligomiocenico di Stilo e sormontate a loro volta trasgressivamente dalle « arenarie a clipeastri »; presso Caulonia ricordano come « di particolare interesse la presenza di *flysch numìdico* in grossi blocchi imballati nella massa argillosa o in placche poggianti sulla coltre stessa ». Inoltre « per la coltre delle argille varicolori, che giunge ad interrompere la sedimentazione terrigena, e per il flysch numidico ad esse associato, si può ipotizzare una provenienza da Ovest o da Est. Al momento non vi sono elementi per scegliere una delle due soluzioni » (v. invece SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA, 1957, e COTECCHIA, 1963).

Il Complesso Antisicilide nella Carta al 25.000

Nella Relazione Generale di BURTON (1971) il Complesso Antisicilide del presente lavoro è descritto come *argille varicolori* di aspetto caotico ma con stratificazione localmente distinta, con microfaune arenacee e macrofaune cenomaniane ad Ostreidi, sovrapposte in discordanza su rocce metamorfiche o granitiche od oligoceniche od oligomioceniche. I lembi e blocchi numìdici vengono descritti come *sabbie di Ferruzzano* date da arenarie brune quarzose con intercalazioni di siltiti e di argille, con foraminiferi agglutinanti e macroforaminiferi rimaneggiati.

Nella Carta al 25.000, come nella cartina di PATA (1955) già riportata a fig. 98, le argille varicolori del Complesso Antisicilide si seguono con bella continuità. Il loro estremo affioramento settentrionale è nel costone fra le valli dell'Assi e dello Stilaro all'altezza di Passo Tagliato. Nella strada per Bivongi sulla destra dello Stilaro esse costituiscono già una fascia di 1 km di larghezza e di quasi 200 m di potenza, e mostrano un grosso blocco esotico di « sabbie giallastre a grana da fine a media, costituite da grani di quarzo ben classati e levigati » secondo la legenda; nonostante la contraddittoria definizione, queste sabbie corrispondono al Flysch Numìdico riconosciuto dagli autori francesi e da BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971). La formazione principale risulta nella legenda come « argille verdi, grigie, brune e rosse, con sottili intercalazioni di arenarie e conglomerati. Questo complesso presenta in superficie un aspetto caotico e contiene faune rimaneggiate. Le argille presentano scarsa resistenza all'erosione e, lungo i pendii più ripidi, tendono a dar luogo a movimenti franosi ».

L'affioramento si allarga verso Caulonia dove raggiunge i 5 km e Gioiosa Iònica dove raggiunge i 2 km all'altezza del F. Tòrbido, con numerosi grandi blocchi di arenarie numìdiche descritti nella legenda come « intercalazioni nelle argille varicolori »; altre consimili « intercalazioni » sono rappresentate da lembi di « conglomerati cementati con matrice sabbiosa grossolana » larghi fin poco meno di 1 km in loc. Zifrò a S di Caulonia, che potrebbero essere lembi strappati dal sottostante « flysch tardiorogeno calabride ». Ad Agnana Càlabra-Gerace le argille antisicilidi costituiscono una fascia larga circa 3 km e di oltre 750 m di potenza probabile, con blocchi numìdici sotto Agnana. Dalla Fiumara di Gerace (tav. Locri) le « argille policrome, spesso con aspetto caotico » si estendono fin sotto Antonimina, a Ciminà e sotto Cirella, dove oltrepassano i 4 km di larghezza ed i 1200 m di potenza, sempre caratterizzate da diffusi blocchi numìdici, talvolta estesi come quello di Ciminà (1500 m), di C. Fantò (1500 m), di loc. Prache (800 m). Lungo la Fiumara di Careri e la Fiumara Bonamico le « argille policrome » raggiungono larghezze di affioramento di 5-6 km ed i blocchi numìdici si fanno numerosi come a Platì, a Natile Nuovo (1300 m di lunghezza) e a Serro Polveraro (1000 m di lunghezza). Fra S. Luca e Serro

Papà (tav. Bianco) le arenarie numìdiche mostrano giaciture a banchi intercalati nelle argille policrome, oppure a blocchi arrotondati ed imballati nelle argille come in loc. Saracena a N di Casignana.

All'altezza di Capo Bruzzano l'affioramento del Complesso Antisicilide raggiunge i 10 km di larghezza fra Samo ed il mare, con le vaste placche numìdiche tra Motticella e Ferruzzano e fra la Stazione di Ferruzzano e Capo Bruzzano. Per la tav. Ferruzzano la legenda parla di « argille nerastre » facendo pensare ad argille numìdiche, e le arenarie numìdiche vengono suddivise tra varie caselle probabilmente corrispondenti a poco differenziati aspetti di una stessa formazione. Condizioni simili continuano nelle tav. Brancaleone e Palizzi, con le argille policrome che da Staìti giungono alla costa fin quasi a Capo Spartivento, con grossi esotici numìdici fra cui il più esteso dovrebbe essere quello che da Brancaleone sembra estendersi per 3,5 km fino in loc. Giampaolo. Le « argille policrome » riprendono in loc. Deri appena dopo Palizzi Marina estendendosi per 3 km lungo la Fiumara di S. Pasquale fin quasi a Capo S. Giovanni. Nella tav. Bova Marina le « argille policrome » riprendono dal T. Sideroni verso W, giungendo da Bova Marina fino a 4 km entroterra per poi ridiscendere verso mare a S di S. Carlo nella Fiumara di Amendolea; a W di questa risalendo entroterra fino a M. Urda presso S. Pantaleone; nella tav. Mèlito di Porto Salvo fino al T. Casselli, a Musoponiti, nella Fiumara di S. Elia scendendo fino a metà strada fra Caracciolina e Pentidàttilo, per poi risalire fino a Serro Roda sulla strada di Montebello Iònico, e di lì scendendo al mare secondo una linea Molaro-Stino-Zuccalà-Capo dell'Armi. A N di Capo dell'Armi si hanno ancora lembi di « argille policrome » fra la Fiumara di S. Vincenzo e Motta S. Giovanni, poi fra questo abitato e S. Filippo, ed infine a S di Paterniti. Si ricordi che per le fiumare di Melito e di Amendolea CORTESE (1895) parla di argille brune legate alle arenarie di facies numìdica.

Conclusioni sul Complesso Anticisilide

La distribuzione delle argille variegate del Complesso Antisicilide conferma nelle linee essenziali la cartina di PATA (1955) tratta dalla vecchia Carta al 100.000 (v. addietro fig. 98), e la lettura della Carta al 25.000 conferma l'analogia di posizione stratigrafica con le argille variegate « antisicilidi » dei Peloritani. Rimangono valide tutte le considerazioni fatte dai vari autori circa l'impossibilità di una provenienza tirrenica della coltre di argille variegate, che non ha lasciato traccia di sè nel versante tirrenico e nella cresta montuosa mediana della Calabria.

Un punto che sembra differenziare queste argille variegate sudcalabresi da quelle dei Peloritani è la frequente presenza di materiali riconosciuti dagli autori come provenienti dal Flysch Numìdico. Questo dato potrà esser facilmente confermato, data la grande peculiarità litologica di detto flysch. In questo caso la presenza dei materiali numìdici porrà problemi non tanto di provenienza tirrenica, che dovrebbe in tutti i modi essere esclusa per non aver lasciato alcuna traccia fra i terreni cristallini e quelli postorogeni, quanto piuttosto di un'estensione dei fenomeni di « antiricoprimento » dall'esterno verso l'interno della catena corrugata, cioè dall'attuale Jonio verso l'attuale Tirreno, ben maggiore di quella finora rilevata in Sicilia ed in Lucania. In Sicilia infatti le argille variegate dei Peloritani (Complesso Antisicilide) si distinguono da quelle del resto della Sicilia (Complesso Sicilide) perché queste contengono blocchi e lembi numìdici e quelle no, cosicché si è potuto (OGNIBEN, 1960-63) dedurne per i due complessi un trasporto in senso differente e sopra differenti substrati di scorrimento. In Sicilia tuttavia gli affioramenti delle argille variegate dei Peloritani arrivano fino al Tirreno rendendo in un primo momento ammissibile le ipotesi di origine « ultra », mentre in Calabria queste ipotesi sembrano non porsi nemmeno, data la limitazione del flysch tardiorogeno e della coltre antisicilide al solo versante ionico della Calabria meridionale.

Interessante è che anche nel Maghreb le stesse « argille scagliose » sovrascorse sull'Oligomiocene cabilo, che sembra la stessa cosa del Flysch di Capo d'Orlando e del flysch tardiorogeno calabrese, risultano di provenienza esterna rispetto al Cristallino della Piccola Cabilìa. Infatti BOUILLIN & RAOULT (1971) riconoscono elementi esterni (flysch mauritanici) nella coltre sovrascorsa sull'Oligomiocene cabilo e ne deducono la provenienza esterna dell'assieme. Pure interessante è che su questi materiali si trova in continuità apparente una successione numìdica, per la quale gli autori concludono trattarsi di un deposito postorogeno rispetto alla coltre alloctona. Poiché il Flysch Numìdico non è più recente del flysch tardiorogeno, cabilo o siciliano o calabrese che sia, sembra conseguirne che anch'esso sia di provenienza esterna nel Maghreb,

come sembra necessario ammettere anche per la Calabria.

La soluzione del problema non può venire dagli affioramenti calabresi, isolati fra due mari che nascondono sia il substrato autoctono che l'avampaese ed il retropaese. Anche la Lucania non sembra presentare favorevoli condizioni di osservazione, dato lo sradicamento del Flysch Numìdico. In Sicilia esso si presenta invece in continuità sul substrato mesozoico-paleogenico della « facies imerese », il quale verso Sud passa lateralmente e regolarmente alle facies di avampaese, dapprima trapanese e poi iblea, permettendo così di stabilire la posizione originaria del Flysch Numìdico, e quindi i vari rapporti possibili fra esso ed i vari complessi autoctoni ed alloctoni (v. OGNIBEN, 1960; 1972 c).

COMPLESSO POST-ANTISICILIDE (OGNIBEN, 1969)

Al di sopra delle « argille scagliose » dei Peloritani era stato distinto in OGNIBEN (1960) un « Complesso Post-sudliguride » dato da « arenarie a cemento calcareo e calcareniti organogene, più o meno glauconitiche, a briozoi, melobesie ed altro detrito organogeno, con facies che spesso ricorda quella del « sasso francescano » tosco-emiliano, e di età da BALDACCI (1886) riferita all'Aquitaniano, ma che osservazioni dirette tenderebbero a far ritenere elveziana, o langhiano-elveziana ». In OGNIBEN (1971, già datato 1968) si è proposta la designazione di « Complesso Antisicilide » per le « argille scagliose » dei Peloritani e della Calabria meridionale, e di « Complesso Post-antisicilide » per questi depositi su di esse trasgressivi ed anteriori ai sottostanti livelli preorogeni più recenti (Marne di Gagliano, AMORE, 1969) di età elveziana, così come ai depositi postorogeni veri e propri, che iniziano con la base del Tortoniano.

« A rigore le arenarie e calcareniti glauconitiche fanno parte del Complesso Calabride » (OGNIBEN, 1960), dato che non rappresentano se non la ripresa della sedimentazione del flysch tardiorogeno dopo la messa in posto delle argille variegate « antisicilidi ». Le varie sovrapposizioni suggeriscono per Sicilia e Calabria il seguente schema: sedimentazione della Falda di Longi fino all'eocenico Flysch di Frazzanò ed all'Eocene di Rossano; messa in posto dei ricoprimenti calabridi; ripresa della sedimentazione calabride col Flysch di Capo d'Orlando e con i depositi omologhi della Calabria meridionale e forse della stretta di Catanzaro; messa in posto delle « argille scagliose » del Complesso Antisicilide; ripresa della sedimentazione calabride con le « arenarie e calcareniti glauconitiche »; messa in posto dei complessi calabridi e sicilidi sulla fossa esterna; sedimentazione postorogena tortoniana.

In questo schema il flysch tardiorogeno (Capo d'Orlando ed omologhi) figura come postorogeno rispetto ai ricoprimenti calabridi e come mesoautoctono rispetto al ricoprimento antisicilide, e le « arenarie e calcareniti glauconitiche » vanno considerate come postorogene rispetto al ricoprimento antisicilide nell'area calabride e come neoautoctone nel quadro della sedimentazione calabride. Il tutto risulta trasportato in posizione alloctona sopra livelli elveziani, e pertanto dopo la sedimentazione delle « arenarie e calcareniti glauconitiche ». In conclusione, queste appartengono alla sedimentazione tardiorogena calabride dalla quale vanno tuttavia distinte a causa dell'interposizione del Complesso Antisicilide. Con quest'ultimo complesso non è possibile raggrupparle perché sembrano costituire un deposito dell'area calabride, non di quella sicilide. Per ragioni sistematiche esse verranno nel presente lavoro designate come « Complesso Post-antisicilide », mentre nel caso del « flysch tardiorogeno calabride » (pre-antisicilide) si è ritenuto più semplice dal punto di vista nominalistico il raggruppamento entro il Complesso Calabride, dato che per esso risulta una sedimentazione diretta sulle unità calabridi prima che queste venissero sovrapposte a terreni non calabridi, e cioè trasportate al di fuori dell'area calabride. E' chiaro tuttavia che dal punto di vista della stratigrafia sedimentaria per le « arenarie e calcareniti glauconitiche » si tratta di una sola formazione, anche se la sua posizione isolata fra eventi tettonici di grado primario suggerisce dal punto di vista geostrutturale il rango di « complesso » al pari di altre successioni ben più potenti e complicate.

I terreni del Complesso Post-antisicilide sono molto chiaramente presenti nella Calabria meridionale, soprattutto col nome di « Calcari a Briozoi ». CORTESE (1895) assegna al Miocene medio « il calcare sabbioso cloritico a litotanni (calcari a briozoi di SEGUENZA), associato alle arenarie calcaree cloritiche, che formano potenti banchi ed enormi masse a Bova, San Pantaleone, sopra le saline di Reggio (= Saline), a Capo dell'Armi, Motta e Castello San Nocito sopra Pellaro, ecc. Questa roccia, assai compatta, ... talvolta è a straterelli, con intermezzi cloritici fra uno strato e l'altro, spesso a grossi strati, e allora è verdastra,

ma compattissima. Contiene litotanni; abbondanti macchiette bianche, simili a sezioni di bacchette di echini, danno alle volte l'aspetto pisolitico a questo calcare » ... « Le cave principali sono alle fiumare San Gregorio e Macillari presso Reggio, dove si utilizzano i blocchi enormi franati dalle alture di San Nocito » ... « Abbonda questa varietà (straterellata) a Capo dell'Armi, che spicca per la sua bianchezza anche da lontano, in causa del colore della roccia, ciò che gli ha fatto dare anticamente il nome di Leucopetra » ... « Le arenarie ed i calcari cloritici del Miocene medio cominciano ad essere sviluppati sotto Bianco Vecchio, ma prendono poi grande sviluppo sulle falde meridionali, costituendo il capo Leucopetra e avanzandosi fino alla fiumara di Valanidi ».

Quitzow (1935 a) ricorda solo le arenarie di Antonimina, di Gerace, di Stilo assegnate all'Elveziano da Seguenza, passanti lateralmente a calcari a briozoi e nullipore; sembra tuttavia dalla Carta al 25.000 che si tratti sempre del calcare a Lepidocicline alla base del flysch tardiorogeno, come è stato discusso addietro per la zona di Antonimina-Agnana.

Pata (1955) comprende nella sua cartina i Calcari a Briozoi entro le « formazioni mioceniche ». Egli descrive le « argille scagliose » di Montebello Jònico-Saline « sovrastate con insensibili passaggi da un calcare, che, in basso, mostra una irregolare stratificazione, mentre più in alto tale stratificazione è così appariscente da costituire la principale caratteristica di queta formazione, il calcare a Briozoi, che giunge in continuazione stratigrafica fino a formare Capo dell'Armi ».

Burton (1971) accenna al « Calcare di Capo dell'Armi », arenaceo, di acque poco profonde, conglomeratico verso la base e passante verso l'alto a calcareniti a stratificazione incrociata, contenente detrito di macrofossili e scarsi foraminiferi, e lo assegna al Miocene medio-superiore.

Per quanto riguarda i reperti più settentrionali del Calcare a Briozoi che Cortese (1895) colloca sotto Bianco Vecchio, la Carta al 25.000 non riporta nulla che possa adattarvisi, se non eventualmente gli « olistoliti di calcari » nelle argille del Complesso Antisicilide a M. Carrone presso Pardesca (tav. Ferruzzano).

Mentre non sembrano presenti nella zona di Capo Spartivento, i Calcari a Briozoi fanno la loro comparsa ben riconosciuta a W della Fiumara di Amendolea, con i vari lembi di M. Tifia, di Contrada Misacrifa, delle contrade Curtura, Placa, Spartà e di S. Pantaleone-M. Urda, insieme ad innumerevoli blocchi e lembetti minori in gran parte dovuti a frane. La legenda li designa come « calcari e calcareniti con orizzonti marnosi, sabbiosi e conglomeratici. Contengono una limitata microfauna a foraminiferi mal conservati, con specie planctoniche e bentoniche, in associazione con frammenti di macrofossili ed alghe calcaree » e li ascrive al Miocene Medio (tav. Bova Marina).

Nella tav. Mèlito di Porto Salvo i Calcari a Briozoi emergono da sotto i depositi postorogeni con vari lembi nella zona di M. Monglove, di Musoponiti, della Punta di Leo, e poi a W di Pentidàttilo nella zona M. la Guarda-Prastara-Manteneo-Molaro con tre lembi molto estesi ed innumerevoli lembi minori e blocchi franati, e poi al di là della Fiumara di Molaro a Zuccalà, Acone, Gruttella.

Si passa quindi all'esteso lembo di Capo dell'Armi e più a N a quelli della valle del T. Oliveto. Infine nelle tav. Motta S. Giovanni e Bagaladi si ritrovano le località già indicate da Cortese, con gli estesissimi lembi attorno a Paterniti ed al Castello di S. Aniceto (= S. Nocito di Cortese) con le relative cave di Macellara (= Macillari) e della Fiumara di Valanidi (= Fiumara di S. Gregorio) e con i meno estesi lembi di Portella Pantano, S. Filippo, Motta S. Giovanni, del T. S. Basilio e del T. Scillupio.

Si può rilevare che le arenarie e calcareniti « a Briozoi » sembrano limitate all'estrema punta sudoccidentale della Calabria, in evidente collegamento paleogeografico con i Peloritani. Questo può significare che la zona dello Stretto ed i Peloritani rimanessero nello stato di depressione, che aveva condotto al trasporto delle argille variegate antisicilidi, più a lungo delle aree situate più a Nord sia in Calabria che nel Tirreno, che risultano essere le fornitrici dell'enorme quantità di detrito grossolano dei primi depositi postorogeni.

COMPLESSO POSTOROGENO

Introduzione

Nella generalità delle catene corrugate di tipo geosinclinalico sembra si possano distinguere una *fase di restringimento crustale* con formazione di una fascia di ispessimento sialico, di solito (o sempre?) lungo un margine di blocco continentale, ed una successiva *fase di sollevamento* per reazione isostatica del bordo ispessito. Alla *fase di restringimento crustale* si attribuisce la formazione di strutture generalmente designate come orogeniche, che

coinvolgono terreni preorogeni o sinorogeni di cui gli ultimi e più caratteristici sono le alternanze arenaceo-argillose chiamate flysch. Alla *fase di sollevamento* sembrano collegati depositi a sedimentazione più o meno bilaterale, dovuti all'erosione della parte mediana e più elevata della zona in sollevamento, con strutture di dislocazione indicative di una maggiore o minore partecipazione dei depositi stessi al sollevamento e quindi anch'esse ad andamento più o meno bilaterale. Questi depositi non mostrano generalmente più alcuna struttura di restringimento crustale come i ricoprimenti, i forti piegamenti o simili, ma al contrario sono trasgressivi e discordanti sulle strutture di questo tipo dovute alla fase precedente. Come si è ricordato in OGNIBEN (1971; 1972 a) questi depositi, esemplificati nella Molassa nordalpina o almeno nella parte più recente di essa, vengono nella priorità e generalità degli autori considerati postorogeni e le relative dislocazioni vengono designate come strutture tettoniche postorogene.

Nel presente lavoro vien designato come « Complesso Postorogeno » l'insieme dei depositi originatisi durante il sollevamento della Calabria, la quale sembra costituire un tratto dell'ispessimento crustale appenninico interposto fra una area tirrena di tipo a quanto pare oceanico ed un'area ionica di tipo a quanto pare continentale. Il tratto calabrese della catena corrugata emerge dal mare piuttosto isolatamente, senza aree di retropaese che sembrano sprofondate nel Tirreno, e con aree

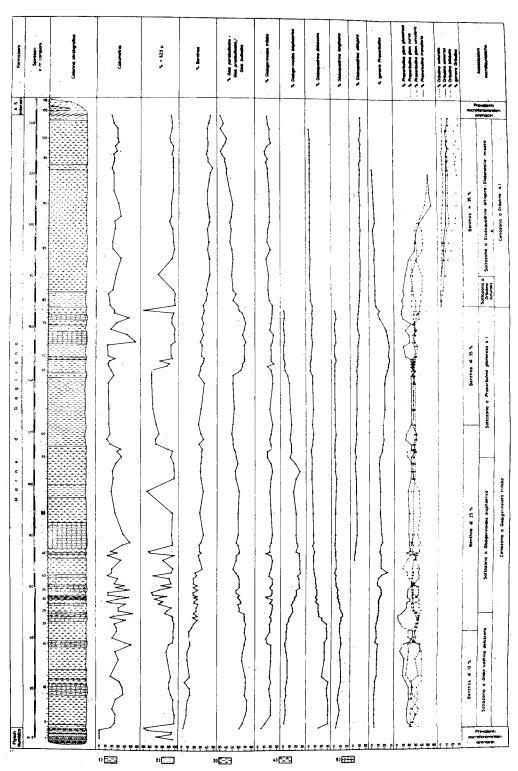



FIG. 105 — Sezione stratigrafica di Gagliano secondo AMORE (1969). 1 - argilla sabbiosa; 2 - quarzarenite; 3 - argilla marnosa; 4 - marna argillosa; 5 - marna.

— Gagliano stratigraphic section according to AMORE (1969). 1 - sandy clay; 2 - quartzarenite; 3 - marly clay; 4 - clayey marl; 5 - marl.

molto limitate verso l'avampaese ionico del corrugamento, tanto da mostrare solo i bordi interni di bacini postorogeni relativamente interni, non solo rispetto alle avanfosse denominate Fossa Bradànica e Fossa di Gela ma anche rispetto al Bacino di S. Arcangelo che è già un bacino relativamente interno. Nel tratto calabrese della catena appenninica si possono pertanto in linea di massima osservare solo i depositi postorogeni depositati sulla catena corrugata stessa, non quelli depositati nell'avanfossa che sembra originarsi verso l'esterno a compensazione del sollevamento isostatico della catena, come per l'off-shore ionico calabrese stanno di questi tempi rivelando i lavori dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste (FINETTI & MORELLI, 1972).

In Sicilia l'inizio dei depositi postorogeni è già abbastanza ben determinato e risulta corrispondere alla parte bassa del Tortoniano, dopo la fase orogenica di età certamente prossima alla subzona a *Globigerinoides obliquus/Globorotalia lenguaensis* di CATI *et al.* (1968) e cioè alla fine dell'Elveziano o Serravalliano. Dopo una prima attribuzione al Tortoniano basso (OGNIBEN, 1960) la precisazione è venuta dallo studio di AMORE (1969) sulle marne preorogene della sezione di Gagliano che raggiungono la subzona a *Globoquadrina altispira/Globorotalia miozea* (fig. 105), e da quello di ROMEO (1969) sulle marne postorogene di M. Giammoia la cui sezione è ininterrotta a partire dalla subzona a *Globorotalia ventriosa/Globigerina nepenthes* al Messiniano compreso (fig. 106). Si tratta delle due migliori sezioni fino ad oggi conosciute e studiate sull'argomento in questione.

In Lucania-Calabria settentrionale i depositi postorogeni (fig. 107; fig. 108) cominciano dalla base della zona a *Globorotalia menardii* (VEZZANI, 1966; 1967) mentre i più recenti depositi preorogeni (fig. 109) arrivano entro la sottozona ad *Orbulina* e *Globoquadrina* di SELLI (1958) e praticamente nella subzona a *Globoquadrina altispira/Globorotalia miozea* di CATI et al. (1968) sulla base degli elenchi di microfaune in OGNIBEN (1969). Essi potrebbero comprendere anche la base della zona a *Globorotalia menardii* stando a CIARANFI (1972). I risultati della Sicilia e della zona calabro-lucana concordano perfettamente, e pertanto anche nell'interposta Calabria ci si può attendere che l'età della base dei depositi postorogeni corrisponda ad un livello molto basso del Tortoniano.

FIG. 106 — Sezione stratigrafica di M. Giammoia secondo ROMEO (1969).
— Mt. Giammoia stratigraphic section according to ROMEO (1969).

Il Complesso Postorogeno in CORTESE (1895)

Questo autore fa osservare che le rocce da lui descritte come elveziane, ossia praticamente quasi tutto il Miocene preorogeno del presente lavoro, « non invadono il versante tirreno ma si mantengono nella cerchia che ricinge la Calabria da Reggio, pel versante jonico, fino a Catanzaro ed oltre », così stabilendo un primo carattere distintivo rispetto ai depositi postorogeni che « invadono » anche il versante tirreno. In questi ultimi egli distingue:

A) Una zona inferiore del Tortoniano con *conglomerati* sviluppati sotto Rossano e Catanzaro, jonica della Calabria meridionale fra Roccella e Ardore. Su questi conglomerati ed a volte lateralmente ad essi seguono le ben note *arenarie a Clipeastri* che caratterizzano la trasgressione postorogena, sviluppate sulla costa tirrena da Belvedere a Tropea e su quella jonica da Rossano a Catanzaro e da Stilo ad Antonimina; esse coronano inoltre la conca di Cosenza formando « alti e scoscesi ciglioni »; da Pizzo a Capo Vaticano « si adattano alla forma terrazzata del versante ».

Intercalate o sovrastanti alle arenarie si hanno *argille* che nella zona di Capo Vaticano sono sottostanti alle arenarie e contengono banchi lignitiferi a Conidoni (Briàtico), a Pietralampata (Amantea)

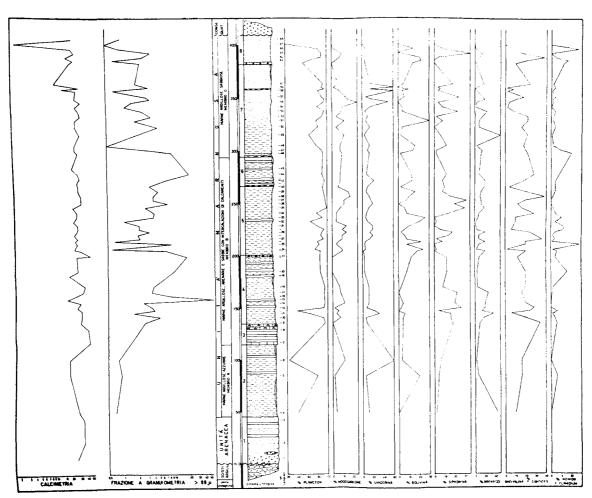



FIG. 107 — Sezione stratigrafica di Perosa secondo VEZZANI (1966).
— Perosa stratigraphic section according to VEZZANI (1966).

discordanti sopra un conglomerato del Miocene medio caratterizzato dal color rosso, considerato nel presente lavoro come una formazione basale di accumulo eluviale. I conglomerati tortoniani sarebbero inoltre abbondantissimi sulla costa tirrena fra Paola e Fuscaldo, ai bordi del Bacino Crotonese, fra Amantea e Cosenza, nella costa ed in « altre località ». Argille azzurre compatte si hanno nei dintorni di Reggio.

B) Una zona superiore del Tortoniano, a *conglomerati* sviluppati nel Reggino con ciottoli di porfido rosso o verde a differenza dei conglomerati della zona inferiore, e lungo tutta la costa jonica fino a Stilo e poi fra Verzino, Cirò, Cariati e Ros-

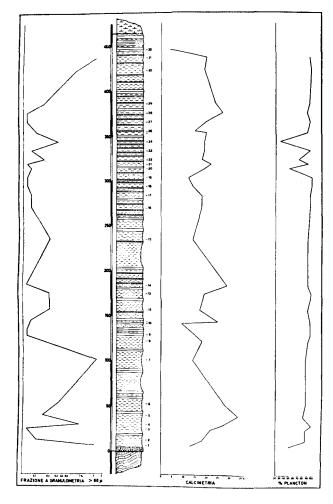



FIG. 108 - Sezione stratigrafica di Oriolo secondo VEZZANI (1967 a).
— Oriolo stratigraphic section according to VEZZANI (1967 a).

sano, con potenze fin oltre 100 m. Seguono *arenarie* terrose nello spartiacque dell'Aspromonte, Piano della Lìmina, Cresta della Torre, e poi fra Campana e Verzino ed infine al M. Sant'Elia presso Calopezzati; mostrano inoltre indizi di lignite presso Melito. Le *argille* di questa seconda zona sono sviluppatissime fra Stróngoli e Rossano e nel medio Crati fra S. Marco Argentano e Lungro, ed in lembi sottili nel Reggino. « Il sale accompagna sovente queste argille », come a Lungro ed in tutte le basse vallate del Neto, del Tàcina e dei loro affluenti, nonché al Piano Tavolara sotto M. Palanuda. Si è già in vari lavori ricordato (v. OGNIBEN, 1955) il singolare errore dei vecchi rilevatori della Carta Geologica del riferire a livelli sottostanti al Messiniano i giacimenti saliferi messiniani. Infine la zona tortoniana superiore si chiude col *tripoli*.

C) La formazione gessoso-solfifera, o Miopliocene in quanto « non appare che accompagnata dal Miocene superiore (= Tortoniano) e dal Pliocene inferiore »; essa inizia (v. addietro fig. 5) col *calcare siliceo* (= Calcare di base, OGNIBEN, 1957), accompagnato presso Monteleone (= Vibo Valentia) e presso Palmi da un *calcare a coralli*. Vengono quindi i *gessi*, estesissimi, e l'*arenazzolo*. CORTESE ricorda anche i gessi fra Diamante e Buonvicino e fra Acquappesa e Cetraro esprimendo però « il dubbio che quelle masse di gesso possano essere arcaiche », il che significa che ne aveva riconosciuto la non appartenenza alla « formazione gessoso-solfifera ».

D) Il Pliocene, comprendente i *conglomerati inferiori* sviluppati nella stretta di Catanzaro ed in tutto il versante jonico e raramente sul versante tirreno, nonché le *marne bianche* o « trubi » o marne a foraminiferi, che rappresenterebbero depositi di grande profondità. « Veramente queste di Calabria, come quelle di Sicilia, non sembrano essersi

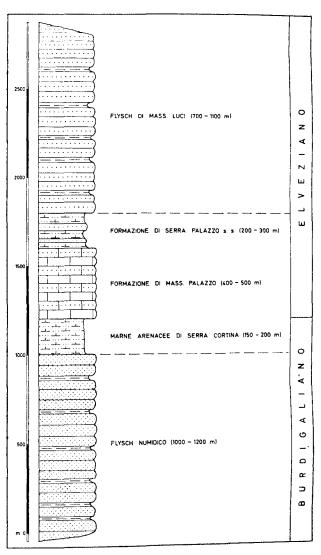



FIG. 109 - Sezione stratigrafica schematica del Complesso Ex-basale in Lucania secondo OGNIBEN (1969).
— Schematic stratigraphic section of Ex-basal Complex in Lucania according to OGNIBEN (1969).

deposte a grandi profondità, poiché le vediamo succedere immediatamente ai conglomerati caotici e grossolani, senza intermediarii di depositi sabbiosi o misti, che accennino al graduale e continuo abbassamento del fondo, o succedere alla formazione gessoso-solfifera che è estuarina o lagunare. Le marne non sempre sono deposte sopra i conglomerati, ma talvolta direttamente sopra le roccie cristalline, come si rincontra specialmente nel versante tirreno, nel golfo di Gioia, in località dove hanno riempito le anfrattuosità della costa granitica pliocenica, quasi come in altri luoghi ha fatto il conglomerato. A questa discordanza speciale, fra la natura del giacimento e le condizioni in cui lo si trova, ho già fatto cenno nella mia nota sulla geologia del Messinese ». Evidentemente CORTESE (1895) aveva già visto molto bene, con la sua « discordanza speciale », la stessa « discordanza anormale » che in OGNIBEN (1969, pag. 653) vien giudicata riportare « condizioni marine normali o quasi normali nei bacini evaporitici messiniani, e che vien di solito fatta rappresentare l'inizio del Pliocene. In essa mancano o sono mal rappresentate le formazioni tipiche della base di una trasgressione, e sono stati addietro ricordati gli indizi che fanno pensare ad una lenta e graduale scomparsa dell'alta salinità e del clima evaporitico. Si deve considerare l'ipotesi che questa trasgressione sia dovuta al risalire delle acque da livelli negativi al livello degli oceani, con velocità verosimilmente maggiore di quella di un fenomeno epirogenico ». Già le caratteristiche dei depositi messiniani suggeriscono (OGNIBEN, 1969, pag. 637) che « i bacini evaporitici dovettero pertanto trovarsi ben al di sotto del livello degli oceani, insieme con lacune di sedimentazione talora estese anche a tutto il ciclo evaporitico... Ciò va tenuto ben presente quando si studiano i depositi del limite Miocene-Pliocene, perché se così fosse la trasgressione dei primi sedimenti pliocenici non corrisponderebbe affatto ad un generale movimento di abbassamento ».

In Calabria le « marne bianche » sono secondo CORTESE dominanti lungo la costa jonica a Bianco e da Monasterace a Soverato e fino all'altezza di Catanzaro, e sviluppatissime lungo le valli del Mèsima e dell'Angìtola. « Più a Nord, diventano eccezionali e cedono il posto alle argille del Pliocene medio, in un modo graduale »; contengono spesso lenti di *arenarie bianche*.

Rappresenterebbero il Pliocene medio le *marne azzurre* sovrapposte nella valle del Mèsima alle marne bianche, che vengono completamente sostituite dalle prime « al di sopra del parallelo di Catanzaro ». Il grande sviluppo delle marne azzurre si avrebbe nella valle del Crati, sotto Catanzaro e nel Bacino Crotonese. Seguirebbero i *conglomerati superiori*, specialmente nel Basso Crati, i *calcari a polipai* lungo la costa fra Reggio e Capo dell'Armi, le *sabbie grossolane* presso Vibo Valentia, le *sabbie gialle* sviluppatissime nella valle del Crati, nella costa fra Rossano e Crotone ed in tutto il Bacino Crotonese, nella stretta di Catanzaro, nella valle del Mèsima, fra Monasterace e Capo Bruzzano salendo fino al displuvio di Piano della Lìmina, ed infine in grandi lembi sopra Reggio e Scilla. Infine ancora al Pliocene, comprensivo del Calabriano come appare anche dall'elencazione di depositi fatta qui sopra, vengono attribuiti depositi d'acqua dolce presso Castrovìllari.

E) Segue il Piano Siciliano, a *sabbie giallastre* od *argille sabbiose* a stratificazione incrociata con *Cyprina islandica*, in perfetta concordanza sulle sabbie del Pliocene superiore (= Calabriano) e con meno perfetta concordanza ricoperto dai sabbioni e conglomerati rossi del « Quaternario » nella valle del Crati, lungo il Mèsima, nella Piana di Gioia, nella stretta di Catanzaro, nel Bacino Crotonese.

F) Segue il « Quaternario » rappresentato dai *terrazzi marini* essenzialmente in quattro ordini, oltre alle spiagge attuali, a contrassegno di altrettante tappe nel sollevamento generale. Un primo ordine andrebbe dai 10 ai 50 m nella zona di Nocera Tirinese, da 50 a 100 m al Capo Vaticano, fino a 120 m nell'Aspromonte e da 50 a 100 m nel Basso Crati; un secondo ordine da 150 a 200 m presso Nocera Tirinese, da 250 a 350 m al Capo Vaticano, da 300 a 400 m nell'Aspromonte e sui 220-230 m nel Basso Crati; un terzo ordine da 350 a 480 m presso Nocera Tirinese, da 430 a 480 m al Capo Vaticano, da 650 a 700 m nell'Aspromonte, da 400 a 500 m nel Basso Crati; infine il quarto ordine va da 640 a 700 m presso Nocera, da 550 m in su al Capo Vaticano, da 900 a 1300 m all'Aspromonte e da 627 a 700 m nel Basso Crati. Nelle zone intermedie i vari ordini sarebbero meno ben visibili ma esisterebbero ben sviluppati i relativi depositi litoranei, a volte sotto forma di coperture continue a forte inclinazione. Interessanti i conoidi di ghiaie bianche che incidono il secondo ordine di terrazzi e vengono incisi dal primo in tutta la zona dello stretto di Messina fra Capo Cenidio e Capo dell'Armi e nella zona siciliana antistante, e sono ben distinguibili dalle ghiaie e sabbioni rossi dei terrazzi marini. Importante il fatto che

i vari ordini di terrazzi vanno elevandosi dalla Calabria settentrionale alla meridionale.

Il *Quaternario lacustre* mostra bacini al Piano di Cecita nella Sila, a Santa Barbàra dove nasce il Lese, alle Forgie di San Bartolo dove nasce il Neto, al Pantano dell'Orizzonte dove nasce l'Arvo, nella zona dove originano l'Ampollino ed il Savuto, ai Piani di Spineto, Ciricilia e Varco di Chiazza, alle origini dell'Amato, fra San Vito allo Jonio e Chiaravalle dove ha origine il Fiume di Soverato, ai piani di Serra San Bruno, Simbario, Torre di Ruggiero, Cardinale, alta valle dell'Anclinale.

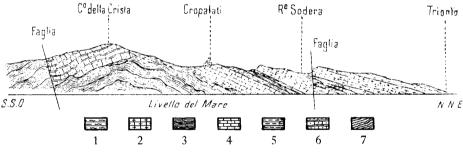
Altri depositi « quaternari » sono i *terrazzi fluviali* ed i *conoidi detritici*.

G) Depositi *recenti*, ossia dune, spiagge, conoidi ed alvei attuali.

Interessante quanto nota CORTESE (1895), che « la catena littorale (= Catena Costiera tirrenica) si deve essere sollevata lungo il suo asse, perché i depositi tortoniani si trovano sui suoi due fianchi e sono molto inclinati, mentre che poi non appaiono sulla destra della vallata del Crati ». Molte altre notizie sui depositi postorogeni sono date nella « Descrizione delle varie parti della Calabria » che costituisce la terza parte della monografia.

e il F. Crati. La Carta al 25.000 segna questo calcare algale come intercalazione nelle arenarie a Clipeastri sovrastanti a conglomerati massicci; non segna invece il lembo indicato dall'autore per la località la Musica (angolo SW della tav. Terranova da Sìbari). Sopra la formazione a Clipeastri seguono le *argille tortoniane* e poi il Miocene superiore, rappresentato dal *calcare concrezionato siliceo* (= Calcare di base) e dai *gessi* con banchi di salgemma. I terreni pliocenici formerebbero le colline litoranee fra Rossano e Cariati, oltre a due piccoli lembi presso Corigliano, e sarebbero dati da *argille* verso il mare, da *molasse* ed *arenarie* verso i monti, laterali o sottostanti alle prime: molte interessanti osservazioni fanno capire che FUCINI s'era trovato di fronte al problema delle anomalie di successione dovute alla Falda di Cariati (v. RODA, 1967 a). Molto sviluppati tutt'attorno alla Sila i terreni post-pliocenici, da Cariati per Rossano fin sotto S. Sofia d'Epiro donde rimontano la valle del Crati verso Cosenza. Sono *conglomerati e arenarie gialle grossolane* a *Cyprina islandica* (incerta), e nelle più basse colline lungo il mare vi fanno seguito i terreni del Quaternario rappresentati da *sabbie e ghiaie rosse* in terrazzi marini e

FIG. 110 — Profilo geologico nella zona di Cropalati secondo FUCINI (1896). 1 - Gessi supramiocenici; 2 - Calcari silicei supramiocenici; 3 - Tortoniano; 4 - Elveziano; 5 - Miocene inferiore; 6 - Eocene; 7 - filladi paleozoiche.

— Geological profile in the Cropalati area according to FUCINI (1896). 1 - Upper Miocene gypsum; 2 - Upper Miocene siliceous limestone; 3 - Tortonian; 4 - Helvetian; 5 - Lower Miocene; 6 - Eocene; 7 - Paleozoic phyllites.

Dopo CORTESE (1895) **fino a** QUITZOW (1935 a)

FUCINI (1896) descrive per il « circondario di Rossano » i terreni postorogeni aventi alla base il caratteristico *conglomerato rosso* a ciottoli per lo più granitici poco cementati, da lui attribuito al Miocene inferiore. Segue una « formazione sabbiosa e ciottolosa a piccoli elementi poco cementati » dall'autore attribuita all'Elveziano e corrispondente alle *arenarie a Clipeastri* degli altri autori, sulla quale sono fondati gli abitati di Rossano, Paludi, Cropalati (fig. 110), Pietrapaola, Caloveto, Mandatoriccio, Campana. L'autore ricorda anche « calcari marnosi cenerognoli a Nullipore nella parte inferiore, e calcari giallastri talvolta impastati con granelli silicei » nella valle Acci tra il T. Galatrella

fluviali, e del Recente rappresentati dalle piane costiere e dagli alvei dei fiumi.

Una serie di lavori di DE STEFANO (1899 a; 1899 b; 1899 c; 1899 d; 1899 e; 1899 f) si occupa del Quaternario del Reggino, e cioè del saliente compreso fra Capo dell'Armi, Reggio e gli affioramenti terziari e cristallini verso N e verso E. I relativi depositi vengono suddivisi in: 1) « quaternario marino inferiore o più antico » affiorante a Valanidi, a Motta, ai Pantani sopra Péllaro, a Gallina, a Santa Agata (fig. 111), a Pavigliana, a Carrubare, a Terreti e a Musalà, caratterizzato da specie nordiche, da discreto numero di specie estinte, da buon numero di specie plioceniche; 2) « quaternario marino più recente » a Bovetto, Ravagnese, Morrocu (fig. 112), Archi, caratterizzato da una fauna fossile identica

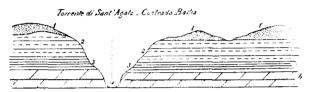
a quella del Mediterraneo attuale insieme con qualche specie estinta, con qualche specie pliocenica, con qualche specie nordica e qualche altra di mari tropicali; 3) un potente deposito continentale di sabbie, argille e talora ghiaie, elevantesi fino a quote di 800 m, con ricche faune ad *Helix* (Morrocu) e con *Elephas meridionalis* e *Rhinoceros mercki* (Archi), nonché intercalati « straterelli di pomice decomposta », ossia letti tufacei che in seguito nessuno è mai andato a studiare in maggior dettaglio.

1 - alluvione antica; 2 - sabbie fossilifere; 3 - strati argillo-sabbiosi; 4 - argilla.

FIG. 111 - Quaternario marino antico sul Torrente S. Agata presso Reggio Calabria secondo DE STEFANO (1899 c). 2 e 3 - Quaternario antico; 4 - « Miocene ».

— Ancient marine Pleistocene on S. Agata River near Reggio Calabria according to DE STEFANO (1899 c). 2 and 3 - Ancient Pleistocene; 4 - « Miocene ».

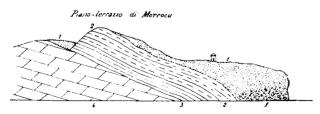
DE STEFANO (1901) segnala un interessante giacimento fossilifero a coralli, briozoi, echinidi, molluschi e pesci in calcari sabbiosi alla base del Pliocene trasgressivo sul Cristallino di Calanna (Reggio). SEGUENZA L. (1901) riconduce ad *Elephas antiquus* FALCONER tutti i resti di elefanti rinvenuti nel territorio di Reggio Calabria (Terreti, loc. Corvo presso Archi, Morrocu). DE STEFANO (1902 a) attribuisce alla « porzione più antica del post-pliocene » gli strati sabbioso-calcarei posti a SW di Gallina presso Reggio, sincronizzandoli con Monte Mario e con Vallebiaia. DE STEFANO (1903 a) ritorna sulla distinzione del Quaternario marino di Reggio Calabria in una zona più antica a prevalenti forme boreali ed una zona più recente a prevalenti forme tropicali, in base a confronti col bacino di Anversa.

1 - alluvione antica; 2 - sabbie fossilifere a fini elementi; 3 - strati argillo-sabbiosi; 4 - strati argillosi.

FIG. 112 - Quaternario marino più recente a Morrocu presso Reggio Calabria secondo DE STEFANO (1899 c). 2 - Quaternario marino; 4 - « Miocene ».

— Younger marine Pleistocene at Morrocu near Reggio Calabria according to DE STEFANO (1899 c). 2 - Marine Pleistocene; 4 - « Miocene ».

CREMA (1903) attribuisce al « Siciliano » o Pleistocene marino la « massima parte delle argille e delle sabbie a *Cyprina islandica* della Valle del Crati » (Castrovìllari, Castrolìbero, S. Demetrio Corone) passanti verso l'alto ai conglomerati « che rappresenterebbero la porzione più alta del Pleistocene della Valle del Crati », pur senza escludere la presenza del « Pliocene tipico ». DE LORENZO (1904) distingue, come gli autori più antichi, quattro ordini di terrazzi fra 0 e 120 m, fra 300 e 400 m, fra 550 e 700 m, fra 1000 e 1300 m, sempre considerandoli prodotti di altrettante tappe nel sollevamento della catena montuosa. GIGNOUX (1909) disegna un quadro geologico generale dove nel Pliocene trasgressivo si passa da *argille azzurre* o bianche alla base a *sabbie gialle* o bianche verso l'alto, ricoperte alla sommità da *alluvioni grossolane* continentali, dislocate secondo la superficie di un'antica piana alluvionale della fine del Pliocene (comprensivo del Calabriano) raccordata col peneplano d'erosione dei terreni cristallini antichi giunti a forme di quasi maturità. Un sollevamento generale avrebbe quindi trasformato la Calabria in una grande geanticlinale ad asse più o meno coincidente con la terra emersa attuale. Sul versante occidentale di questa geanticlinale si sarebbero prodotti sprofondamenti a gradinata originando i vari ordini di terrazzi, la costa tirrenica attuale ed i fossati longitudinali del Mèsima e del Crati. Contro la teoria dei precedenti geologi e specialmente di CORTESE (1895) della formazione dei terrazzi attraverso fasi di abrasione marina a livelli successivi, starebbero la mancanza di depositi marini sui terrazzi stessi e la variabilità del dislivello fra due terrazzi fino ad annullarsi, cosa concepibile per il rigetto di una faglia ma non per il dislivello fra due successive tappe di un generale sollevamento. Gli esempi dello smembramento della piana alluvionale antica si vedrebbero specialmente nei piani ai vari livelli del massiccio di Capo Vaticano e nei quattro bei gradini a 1000, 650, 400 e 150 m della costa fra Nocera Tirinese e Falerna. La stessa piana alluvionale antica si mostrerebbe generalmente non frammentata da faglie sul più dolce versante jonico della geanticlinale originaria. Il mare pliocenico avrebbe costituito il livello di base della colmata marina ed alluvionale e dello spianamento dei massicci cristallini; la formazione tet-

tonica dei terrazzi sarebbe postpliocenica, ed a tale data avrebbe inizio il modellamento della morfologia giovanile dei valloni tra un ordine di terrazzi e l'altro. A questa tettonica estremamente recente GIGNOUX collega la sismicità della Calabria.

CORTESE (1909) rimane scandalizzato da « quel francese che ha avuto il coraggio di dire che quei ripiani sono il prodotto di sprofondamenti successivi del massiccio calabrese ».

FIG. 113 — Rapporto fra quota media e larghezza media (scala 1/10 rispetto alle quote) dei terrazzi dell'Aspromonte secondo CORTESE (1909 b), con le larghezze supposte proporzionali alla durata dell'erosione marina.

— Middle altitudes versus middle widths (scale 1/10 of that of altitudes) of Aspromonte terraces according to CORTESE (1909 b). Widths are supposed to be proportional to duration of marine erosion.

« Quel geologo non ha veduto gli altri terrazzi della costa calabrese, non ha veduto la forma dei ciottoli, non ha veduto i fossili, non ha tenuto conto di quello che fu pubblicato sui terrazzi della Calabria, ma ha veduto delle montagne da cui scendevano fiumi tanto potenti da creare un immenso piano alluvionale, lungo dieci chilometri, che fu poi frazionato dalle faglie di sprofondamento ! ».

« Non diciamo di più di lui, perché sarebbe perdere tempo il confutarlo ».

La riaffermazione dell'origine dei terrazzi da pura abrasione marina di una costa in sollevamento, interrotto da soste di durata proporzionale all'ampiezza del terrazzo, è espressa da CORTESE nel diagramma a fig. 113.

Entrando in questa controversia DE STEFANO (1913) notava la confusione terminologica che era stata apportata da GIGNOUX, nel lavoro prima citato ed in altri quattro fra il 1908 ed il 1911, assegnando al Pleistocene il piano Siciliano, dai geologi italiani allora considerato come livello di transizione fra il Pliocene ed il Pleistocene s. s., e d'altra parte includendo nel suo piano Calabriano, inteso come Pliocene superiore, « la quasi totalità dei depositi marini ritenuti prettamente pleistocenici da una lunga serie di geologi e paleontologi » sulla base del rinnovamento faunistico. Inoltre DE STEFANO riaffermava una propria teoria secondo la quale la mescolanza di molluschi nordici e tropicali nel Quaternario marino dell'Italia meridionale era dovuta all'incrociarsi od alternarsi di correnti calde e fredde provenienti rispettivamente da regioni equatoriali e da regioni artiche.

Nella sua celebre monografia sul Pliocene e Quaternario marini dell'Italia meridionale GIGNOUX (1913) distingue un ciclo sedimentario pliocenico diviso dal punto di vista paleontologico in Piacenziano (Pliocene antico di facies profonda), Astiano (id. di facies litoranea o di acque basse), Calabriano (Pliocene superiore ad « ospiti nordici ») e terminante con una superficie continentale di riempimento (fig. 114) con depositi equivalenti al Villafranchiano. Appoggiati lateralmente (« en

FIG. 114 - Schema del ciclo sedimentario pliocenico e dei successivi cicli quaternari secondo GIGNOUX (1913).

— Scheme of the Pliocene sedimentary cycle and of following Quaternary cycles according to GIGNOUX (1913).

contrebas ») ai depositi pliocenici sollevati ed erosi si hanno i successivi cicli quaternari a faune « fredde » o settentrionali (Siciliano) ed a faune meridionali (Strati a *Strombus*), differenzialmente sollevati sul mare attuale (fig. 115).

Nell'accurato impianto metodologico del lavoro di GIGNOUX seguono le descrizioni di numerose sezioni stratigrafiche calabresi che sono in questo modo divenute classiche. Come esempio tipico del ciclo pliocenico vengono portati i depositi della stretta di Catanzaro, con le sezioni di Caraffa di Catanzaro (fig. 116) e di S. Maria di Catanzaro (fig. 117). Per la costa meridionale jonica vengono portate ad esempio le sezioni di Gerace, coronata da una facies calcarea ad Anfistegina forse già in parte calabriana (fig. 118), e di Monasterace con un ricco giacimento fossilifero calabriano (fig. 119).

Per la vallata del Mèsima vien portata la sezione del Castello di Monteleone che ne conferma la natura di graben (fig. 120), in relazione con tutto il sistema di sprofondamenti recenti che GIGNOUX vede sul lato tirrenico della Calabria. Per la zona di Reggio vengono date le sezioni del M. Corvo (o di Archi) a facies calcaree zoogene basali e ricche faune calabriane (fig. 121), del Monte di Pentimele dato da potentissime ghiaie e sabbie calabriane (fig. 122), di Musalà presso Villa S. Giovanni con una sezione pliocenico-calabriana cui segue un terrazzo litoraneo « quaternario » con livello di base ad 80-90 m circa.

Nel Crotonese GIGNOUX non riconosce il Calabriano e distingue le *Argille del Marchesato* con faune piacenziane e le *Sabbie di Strόngoli* a facies astiana. Nella valle del Crati e nel Rossanese il

FIG. 115 - Schema della ripartizione delle specie caratteristiche nelle diverse zone del Pliocene e del Quaternario secondo GIGNOUX (1913).

— Distribution scheme of significant species among the different Pliocene and Quaternary zones according to GIGNOUX (1913).

FIG. 116 - Sezione di Caraffa di Catanzaro secondo GIGNOUX (1913). *Pliocene antico*: 1 - argille azzurre plastiche; *Pliocene superiore* (*Calabriano*): 2 - argille sabbiose ed argille azzurre (G - banco di arenaria calcarea gialla); 3 - ghiaie e sabbie marine; 4 - ciottolami e ghiaie continentali (I - lenticciola argillosa a fauna lagunare).

— Caraffa di Catanzaro section according to GIGNOUX (1913). *Ancient Pliocene*: 1 - plastic blue shales; *Upper Pliocene* (*Calabrian*): 2 - sandy shales and blue shales (G - yellow calcareous sandstone bed); 3 - marine gravels and sands; 4 - continental gravels and pebbly grounds (I - clayey lens with lagoonal fauna).

FIG. 117 - Sezione di S. Maria di Catanzaro secondo GIGNOUX (1913). *Pliocene antico*: 1 - argille plastiche; *Pliocene superiore*: 2 - sabbie argillose ed argille (G - banco di arenaria calcarea a *Cyprina islandica*); 3 - ghiaie e sabbie molto fossilifere.

— S. Maria di Catanzaro section according to GIGNOUX (1913). *Ancient Pliocene*: 1 - plastic shales; *Upper Pliocene*: 2 - shaly sands and shales (G - calcareous sandstone bed with *Cyprina islandica*); 3 - very fossiliferous gravels and sand.

FIG. 118 - Sezione di Gerace secondo GIGNOUX (1913). *Piacenziano*: 1 - Conglomerato basale; 2 - argille bianche; *Astiano*: 3 - assise sabbiose; 4 - arenarie calcaree ad anfistegine.

— Gerace section according to GIGNOUX (1913). *Piacentian*: 1 - basal conglomerate; 2 - white shales; *Astian*: 3 - sandy beds; 4 - *Amphistegina* calcareous sandstone.

FIG. 119 - Sezione di Monasterace secondo GIGNOUX (1913).

— Monasterace section according to GIGNOUX (1913).

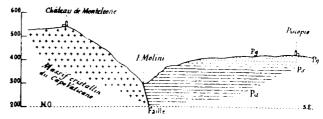



FIG. 120 - Contatto di faglia tra Pliocene e Cristallino al castello di Monteleone (Vibo Valentia) secondo GIGNOUX (1913). *Pliocene antico*: Pa - argille bianche; *Pliocene superiore*: Ps - argille sabbiose e sabbie, Pg - sabbie e ghiaie.

— Fault contact between Pliocene and Crystalline terrains at Monteleone Castle (Vibo Valentia) according to GIGNOUX (1913). *Ancient Pliocene*: Pa - white shales; *Upper Pliocene*: Ps - sandy shales and sands, Pg - sands and gravels.

ciclo pliocenico-calabriano risulta invece tipicamente sviluppato con conglomerati basali, argille azzurre piacenziane, argille sabbiose calabriane e conglomerati villafranchiani.

Per il « Quaternario » postcalabriano GIGNOUX descrive particolarmente i giacimenti a *Strombus* di Ravagnese e di Bovetto presso Reggio (fig. 123), caratterizzati dall'elevata dislocazione a 100 m e più di quota, e vi collega con qualche probabilità i depositi della stessa quota della zona di Reggio (S. Francesco, fig. 124), mentre per la zona di Villa S. Giovanni la stessa quota viene invece attribuita al Siciliano (Campo di Calabria, fig. 125, Piano di Arghilla) sulla base dei giacimenti fossiliferi degli equivalenti terrazzi dell'altro lato dello Stretto di Messina. Si avrebbe pertanto un sollevamento da Villa S. Giovanni verso Reggio, dove potrebbero appartenenre al Siciliano i terrazzi a 250 m (Regione Bruzzano, Pianura di Sambatello, contrada la Sala, Gallina, NE di S. Giuseppe di Valanidi), per poi riabbassarsi nuovamente verso Sud.

I terrazzi siciliani di Villa S. Giovanni sembrano proseguire ad altezza costante di 100 m lungo la costa tirrenica della Calabria, con un giacimento fossilifero a Rosarno (fig. 126), e lo stesso sembra accadere lungo la costa jonica a partire dall'estrema punta meridionale della penisola. La zona di Reggio rappresenta dunque un punto di elevazione delle coste tirreniane massimo ed eccezionale per tutta la Calabria. Nel Crotonese GIGNOUX distingue terrazzi a 20-50 m, ad 80-100 m, a 160-230 m, non sicuramente datati ma anteriori ai livelli a *Strombus*.

WEPFER (1922) si occupa dei terrazzi della Calabria specialmente dal punto di vista geodinamico,

FIG. 121 - Sezione sulla riva sinistra del T. Torbido presso Reggio secondo GIGNOUX (1913). Pa - argille del Pliocene antico; Ps - ghiaie e sabbie del Pliocene superiore; Q - terrazzo marino quaternario a 80 m; A - piana costiera attuale.

— Section on left bank of Torbido River near Reggio according to GIGNOUX (1913). Pa - Ancient Pliocene shales; Ps - Upper Pliocene gravels and sands; Q - Quaternary marine terrace at 80 m altitude; A - Recent coastal plain.

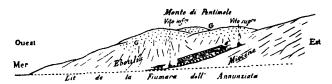



FIG. 122 - Schizzo del versante S del Monte Pentimele presso Reggio da GIGNOUX (1913). *Pliocene antico*: G - conglomerato basale, M - Marne bianche, S - banco arenaceo a *Flabellipecten*; *Calabriano*: G - ghiaie e sabbie del Pentimele.

— Sketch of South slope of Mt. Pentimele near Reggio, from GIGNOUX (1913). *Ancient Pliocene*: G - basal conglomerate, M - white marls, S - arenaceous bed with *Flabellipectem*; *Calabrian*: G - Pentimele gravels and sands.

FIG. 123 - Sezione del giacimento a *Strombus bubonius* di Bovetto presso Reggio secondo GIGNOUX (1913).

— Section of the *Strombus bubonius* deposit at Bovetto near Reggio according to GIGNOUX (1913).

FIG. 124 - Sezione di S. Francesco (versante NW del Monte Pentimele presso Reggio) secondo GIGNOUX (1913). *Calabriano*: 1 - sabbie marnose a *Buccinum undatum*; *Quaternario*: 2 - puddinghe dure con banchi sabbiosi; 3 - strato zeppo di *Cardium edule*; 4 - alluvioni continentali.

— S. Francesco section (NW slope of Mt. Pentimele near Reggio) according to GIGNOUX (1913). *Calabrian*: 1 - marly sands with *Buccinum undatum*; *Quaternary*: 2 - hard conglomerates with sandy beds; 3 - bed crammed with *Cardium edule*; 4 - continental alluvium.

FIG. 125 - Sezione di Musalà presso Villa S. Giovanni secondo GIGNOUX (1913). Cr - rocce cristalline; Pa - marne e calcari a polipai del Pliocene antico; Ps - ghiaie e sabbie molto fossilifere del Calabriano; Q - terrazza di Campo, antica piana costiera quaternaria; A - piana costiera attuale.

— Musalà section near Villa S. Giovanni according to GIGNOUX (1913). Cr - crystalline rocks; Pa - ancient Pliocene marls and coralline linestones; Ps - Calabrian gravels and very fossiliferous sands; Q - Campo terrace, old Quaternary coastal plain; A - Recent coastal plain.

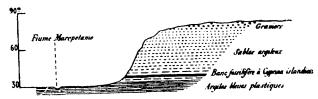



FIG. 126 - Sezione del terrazzo di Rosarno (Siciliano) secondo GIGNOUX (1913).

— Rosarno terrace (Sicilian) section according to GIGNOUX (1913).

considerandoli come resti di spiagge e di depositi alluvionali talvolta fagliati e corrispondenti a fasi di sollevamento alla fine del Pliocene o nel Quaternario antico, dovuti a fenomeni isostatici. SALOMON (1925) prende i terrazzi della Calabria come esempio tipico per una discussione di tettonica globale, arrivando alla conclusione che si tratta di strutture dovute alle fasi di un « sollevamento magmatico » per intrusione di magmi profondi.

CORTESE (1928) ritorna sull'Aspromonte, dove scopre tracce di erosione glaciale pleistocenica nelle forme arrotondate degli affioramenti del « flysch tardiorogeno calabride » del presente lavoro, nonché nella polvere bruna che ricopre i « pianalti » dell'Aspromonte. Ne deduce l'esistenza di un ghiacciaio che « coronava la cima delle isole rappresentanti la attuale catena di displuvio dell'Aspromonte » e sboccava in mare nel versante meridionale dove mancano i terrazzi e si hanno depositi già ritenuti pliocenici ed invece postpliocenici (= calabriani) con fauna di mare freddo. Il sollevamento del versante occidentale dell'Aspromonte sarebbe stato contemporaneo alle quattro glaciazioni del Quaternario, alle quali « pare di poter far corrispondere i quattro terrazzi calabresi ». Precisamente si avrebbero: 1) i piani « tipo Zervò » fatti dal ghiacciaio, e sotto di essi i terrazzi di 1180 e 1050 m (Piani di Aspromonte, Campi di S. Agata, Campi di Sclauro) di età günziana o villafranchiana; 2) i piani di Melìa (700 m), di Adorno, Mesa ecc. (600 m) di età mindeliana; 3) i piani « tipo Matiniti » a 400 m e a 340 m, di età rissiana; 4) i piani più bassi (Piale, Rosadi ecc.) di età würmiana.

La mancanza di fondamento di questa teoria della glaciazione dell'Aspromonte vien concisamente quanto esaurientemente rilevata da CASTIGLIONI (1929), sia per quanto riguarda fatti più strettamente geologici (forme di erosione glaciale, relazione fra terrazzi e ghiacciai, depositi glaciali), sia ricordando che se anche il limite delle nevi può essersi localmente abbassato fino a 1800-1900 m, la cima più alta dell'Aspromonte (Montalto, m. 1956) raggiunse queste quote in epoca postglaciale. Vengono ricordati anche altri aspetti non regionali (migrazione dei poli ecc.) troppo disinvoltamente introdotti nella questione.

SESTINI (1930) si occupa della piana costiera di Sìbari, che vede circondata dagli altipiani terrazzati della superficie di colmata calabriana (350-400 m) che serviva da base alle grandi conoidi scendenti dal Pollino con apici a 700 m sopra Castrovìllari e ad 800 m presso Cìvita, mentre verso la Sila la superficie calabriana sale dolcemente fin oltre 500 m raccordandosi con le forme d'erosione che salgono fino a 1124 m nella Serra Crista d'Acri. Al di sotto di questa superficie si hanno gli ordini di terrazzi a 150-200 m, a 115-145 m, a 60-80 m. Al di sotto di questi ultimi sta la sovralluvionata Piana di Sìbari che raggiunge i 30 m alla stazione di Spezzano Albanese ed i 25 m alla stretta di Tàrsia. Verso il mare è limitata da un cordone dunare di 250-300 m di larghezza, che raggiunge i 1000 m in corrispondenza del delta del Crati, dove si hanno anche cordoni più interni rappresentanti linee di costa più antiche fino a 4 km dal mare.

Un importante contributo di LEMBKE (1931), estesamente riassunto più avanti, può venir sintetizzato dicendo che alla teoria degli sprofondamenti costieri, di GIGNOUX (1909) e di SUESS prima di lui (fig. 127), sostituisce il riconoscimento di una

FIG. 127 - Profilo attraverso l'Aspromonte secondo SUESS (1874).

— Profile across Aspromonte according to SUESS (1874).

struttura di deformazione per puro sollevamento della superficie fini-calabriana data dai centrali rilievi delle vette dell'Aspromonte, dalle circostanti superfici di spianamento erosivo dei vari « campi » e dai periferici resti di una superficie di colmata marina calabriana. Il sollevamento è per dolce flessura dal lato jonico, per faglie dal lato tirreno, visibili nelle ripide scarpate a decorso quasi rettilineo che rigettano terreni calabriani della stessa facies nei vari « terrazzi », in realtà frammenti fagliati della superficie fini-calabriana originaria.

Importante è il riconoscimento, che si ritrova anche nella recensione di SESTINI (1932), che per l'Aspromonte, e probabilmente per tutta la costa tirrena della Calabria, « l'importanza morfologica dei movimenti tettonici quaternari risulta straordinariamente superiore a quella di eventuali moti eustatici del livello marino ».

QUITZOW (1935 a) ascrive al Burdigaliano, da lui considerato postorogeno, i calcari a Briozoi e le arenarie ad essi collegate di Antonimina (attribuibili all'insieme del « flysch tardiorogeno calabride » come si è visto addietro), nonché i calcari a Briozoi dei Peloritani (ascrivibili al Complesso Post-antisicilide come visto addietro) ed infine le argille brune e le arenarie gialle della zona di Palizzi addietro considerate come elementi del Flysch

Numìdico in blocchi e masse esotiche, come pure le argille brune e le arenarie quarzitiche di Castelbuono ecc. a W dei Peloritani, ossia il Flysch Numìdico in posto. Non dimostrato l'Elveziano, « solo il Tortoniano è diffuso in tutta la Calabria ». Alla base di questo si hanno *conglomerati* cui seguono potenti *arenarie*, quindi *argille*, in qualche punto della costa jonica seguite da una nuova *successione arenaceo-conglomeratica* (quest'ultima più avanti descritta come Falda di Cariati), ed infine la *formazione gessoso-solfifera*, con alla base il tripoli, poi calcari, quindi gessi con argille e salgemma. I gessi trasgrediscono anche sul Cristallino, come presso Tiriolo. Il Pliocene sarebbe rappresentato da *conglomerati basali*, *argille fossilifere* in parte astiane ma nella parte alta calabriane con « ospiti nordici », e sopra di queste da *sabbie e conglomerati* ancora calabriani, estesi molto più largamente degli orizzonti sottostanti. Nella Calabria meridionale fra i conglomerati basali e le argille astiane si hanno le *marne bianche a foraminiferi*. Al Quaternario vengono attribuiti il piano *Siciliano* che mostrerebbe un massimo di « ospiti nordici », simile al Siciliano di CORTESE, ed il *Piano a Strombus* nonché le ghiaie fluviali dell'interno.

Letteratura successiva: Bacino del Crati

RUGGIERI (1952) determina come calabriana una fauna delle argille sabbiose azzurrognole della sponda destra del F. Crati, 1 km a valle di Cosenza all'altezza della ferrovia statale. Le argille passano verso l'alto alle sabbie gialle su cui è costruita la città vecchia.

FAILLACE (1956) riprende in esame le argille calabriane di Castrovìllari nella medesima località già studiata da CREMA (1903) e fornisce un elenco di forme di molluschi nuovi per la località.

Per la Calabria settentrionale (Bacini del Crati e di Rossano) SELLI (1958) schematizza la successione trasgressiva miocenica come segue: a) *Arenarie e conglomerati* di deposito continentale, oppure di deposito lateritico eluviale, da 0 a 200 m di potenza; b) *Molasse quarzose a Clipeastri* con conglomerati soprattutto basali, da 15 a 150 m di potenza; c) *Marne argillose grigie* da 90 a 200 m di potenza; d) *Formazione gessoso-solfifera*. Fra Lungro e S. Agata d'Ésaro l'autore vede discontinue zolle monoclinaliche intensamente tettonizzate perché poggianti sulle « Argille scagliose », e costituite da Molasse a Clipeastri potenti fino a 110 m, da un calcare marnoso forse evaporitico potente fino a 30 m, dalle marne argillose potenti 250-280 m, dalla formazione gessoso-solfifera (gessi ed argille marnose), dalla formazione salifera di Lungro, da una formazione marnoso-argillosa ancora messiniana con intercalazioni molassiche e di calcari « colombacci ». Nel versante settentrionale della Sila si hanno solo conglomerati e molasse a Clipeastri a Tàrsia, mentre fra Rossano e Caloveto alla base si ha una breccia grossolana ad elementi scistosi e granitici legati da materiale terroso lateritico di origine eluviale; seguono le molasse a Clipeastri con un conglomerato basale di 1-15 m e con 45-75 m di arenarie e poi 130-145 m di marne argillose, quindi argille tripolacee con letti di selce, calcare evaporitico potente da 9 a 39 m, marne variegate in parte caotiche, molasse delle regioni Marvitana e Forestella, ed infine vere « Argille Scagliose » caotiche, in prevalenza messiniane con esotici più antichi, che corrispondono a quelle nel presente lavoro elencate come « Complesso Crotonide ».

Dal punto di vista micropaleontologico SELLI segnala l'apparizione di *Globorotalia menardii* al di sopra dei 12-27 m inferiori della formazione delle marne argillose: i livelli sottostanti comprese le Molasse a Clipeastri apparterrebbero pertanto all'Elveziano, le marne a *G. menardii* al Tortoniano, ed i 5-10 m sommitali delle marne insieme con la formazione gessoso-solfifera e strati sovrastanti andrebbero assegnati al Messiniano. Queste successioni vengono da SELLI riunite insieme con quelle del Miocene del Complesso Panormide in un gruppo di « serie mioceniche paleoautoctone dell'Italia meridionale » (fig. 128), con una cartina che mostra questo collegamento dal Lazio all'intera Calabria (fig. 129).

COTECCHIA (1962) riassume la successione postorogena del basso Crati: conglomerati basali, arenarie, argille marnose del Miocene medio; evaporiti, arenarie ed argille del Miocene superiore; conglomerati, sabbie, argille, nuovamente sabbie e conglomerati del Calabriano, che « si chiude con depositi terrazzati costituiti da conglomerati e sabbioni rossastri a quote medie di 400-500 m » ai bordi della Piana di Sìbari. Altri depositi terrazzati marini si hanno a quote inferiori ai 280 m. Nel Quaternario superiore si aveva la colmata della piana con ghiaie e conglomerati con irregolari lenti di limi sabbiosi (fig. 130).

NICOTERA, DE RISO & PAOLILLO (1966-68) studiano dal punto di vista applicativo i terreni compresi fra Marina di Schiavonia presso Sìbari e S. Demetrio Corone. Il Complesso Postorogeno vi è trasgressivo sul Cristallino calabride con un

« complesso sabbioso-conglomeratico giallastro » calabriano, seguito da argille grigie calabriane, da un « complesso sabbioso-conglomeratico rossastro » pleistocenico e dalle alluvioni recenti (fig. 131). NICOTERA, DE RISO & TONNETTI (1966-68) studiano agli stessi fini l'alto bacino del Crati ad E e a S di Cosenza, essenzialmente nell'alta valle dello Iassa. Il Complesso Postorogeno è trasgressivo sul Cristallino con arenarie passanti gradualmente verso l'alto a calcareniti e calcari vacuolari con radioli di echinidi e valve di lamellibranchi, per una potenza complessiva di 50 m. Seguono sabbie gialle localmente argillose, attribuite al Pliocene. Sul versante occidentale dello Iassa vien poi riconosciuta una formazione conglomeratica a ciottoli cristallini associati a sabbie rossastre, mentre sul versante orientale vengono descritti sabbioni rossi potenti da 50 a 100 m e formanti una spianata in

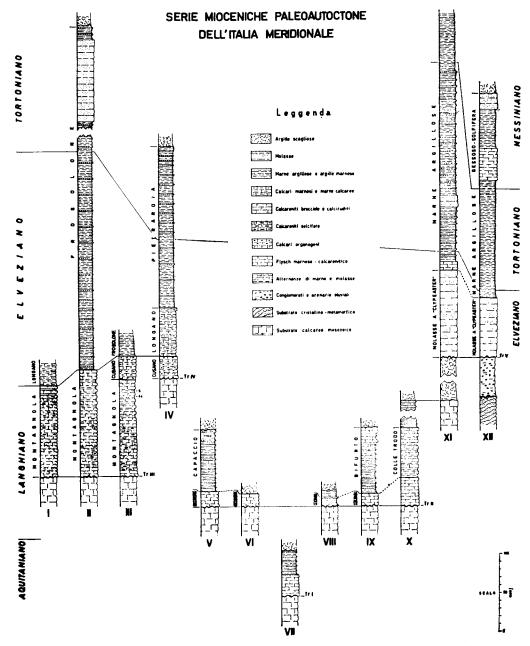



FIG. 128 — Serie mioceniche paleoautoctone dell'Italia meridionale secondo SELLI (1958). I - M. Longo (Longano, Isernia); II - Acquevive (Frosolone, Campobasso); III - Colle Carinci (Castel Petroso, Campobasso); IV - Costa S. Angelo (Guardiaregia, Campobasso); V - Cave di Capaccio (Salerno); VI - Giungano (Salerno); VII - Rofrano (Salerno); VIII - Seminario di Sapri (Salerno); IX - Pietra S. Angelo (Cerchiara, Cosenza); X - Colle Trodo (Mormanno, Cosenza); XI - C. Donna (Policastrello, Cosenza); XII - Serra Pizzuta (Cropalati, Cosenza).

— Paleoautochtonous Miocene series of South Italy according to SELLI (1958). Numbers I to XII see above.

lieve pendenza verso NW: si tratta evidentemente della formazione della colmata fini-calabriana. Sviluppati i detriti di falda a W dello Iassa e le alluvioni nel fondovalle.

Vezzani (1968 a) descrive con buon dettaglio geologico i terreni plio-pleistocenici del basso Crati (fig. 132), con il ciclo infrapliocenico rappresentato dalle *Argille marnose del Fiumicello* potenti circa 300-350 m in affioramento, e col ciclo supraplio-cenico-pleistocenico rappresentato dai *Conglomerati e sabbie basali* potenti fino a 200 m, dalle *Argille marnose superiori* anch'esse potenti fino a 200 m, e dalle *Sabbie e conglomerati superiori* in parte laterali alla formazione precedente e potenti fino a 350 m. Il limite Pliocene-Calabriano si trova entro la formazione basale. Seguono al di sopra *depositi lacustri* ad E di Castrovìllari sotto forma di argille diatomitiche bianche alternanti con sabbie, con potenza complessiva fino a 100 m; *depositi terrazzati* con sette ordini di terrazzi marini di età medio-suprapleistocenica, di cui i più antichi sono a circa 1000 m di quota, e quattro ordini di terrazzi fluviali entro le valli, correlabili con i quattro ordini più bassi dei terrazzi marini. La *piana alluvionale* della zona di Sìbari è riferita al Versiliano, mentre le varie *conoidi* della zona di Castrovìllari vengono riferite ad età milazziane e tirreniane. I depositi attuali sono costituiti da *dune, spiagge, alluvioni dei fondivalle.*

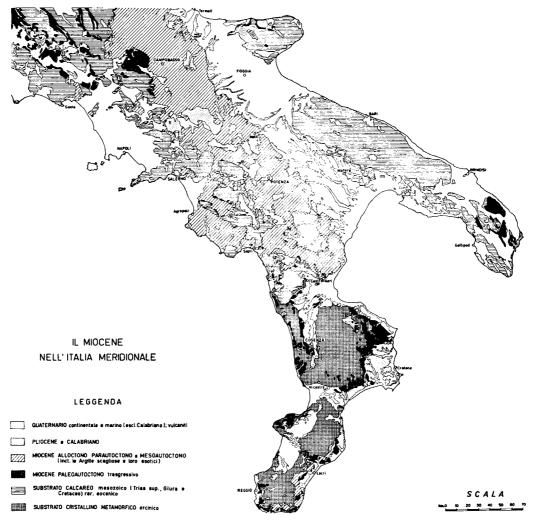



Fig. 129 — Schema geologico dell'Italia meridionale secondo Selli (1958); dove il « Miocene alloctono » è inteso come il complesso delle coltri di materiali di varia età messe in posto durante il Miocene.

— Geological scheme of South Italy according to Selli (1958); « allochtonous Miocene » has to be understood as the whole of allochtonous terrains of various ages tectonically emplaced in Miocene time.

Letteratura successiva: Bacino Rossanese

Oltre che in vari lavori di carattere più generale che vengono riassunti più avanti, ed oltre che in

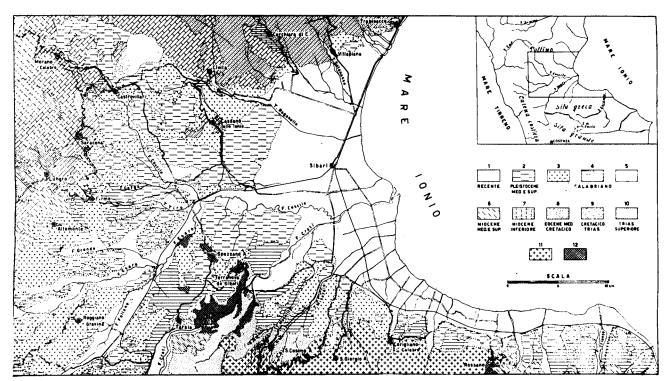



FIG. 130 — Cartina geologica schematica della Piana di Sìbari secondo COTECCHIA (1962).
— Schematic geological map of Sibari Plain according to COTECCHIA (1962).

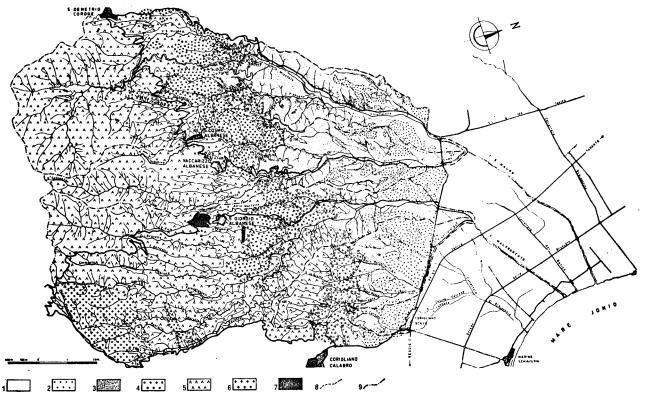



FIG. 131 — Cartina geologica schematica dei bacini idrografici dominanti la Piana di Sìbari secondo NICOTERA, DE RISO & PAOLILLO (1966-68). 1 - alluvioni; 2 - complesso sabbioso conglomeratico rossastro terrazzato (Pleistocene); 3 - argille più o meno siltose (Pliocene sup. - Calabriano); 4 - complesso sabbioso-conglomeratico giallastro (Pliocene sup.-Calabriano); 5 - gneiss; 6 - graniti e granodioriti; 7 - calcari cristallini; 8 - limiti di formazione; 9 - limiti di bacino idrografico.

— Schematic geological map of hydrographic basins impending on the Sibari Plain according to NICOTERA, DE RISO & PAOLILLO (1966-68). 1 - alluvium; 2 - terraced red sandy-conglomeratic complex (Pleistocene); 3 - more or less silty shales (Upper Pliocene-Calabrian); 4 - yellow sandy-conglomeratic complex (Upper Pliocene-Calabrian); 5 - gneisses; 6 - granites and granodiorites; 7 - marbles; 8 - formation boundaries; 9 - hydrographic basin boundaries.

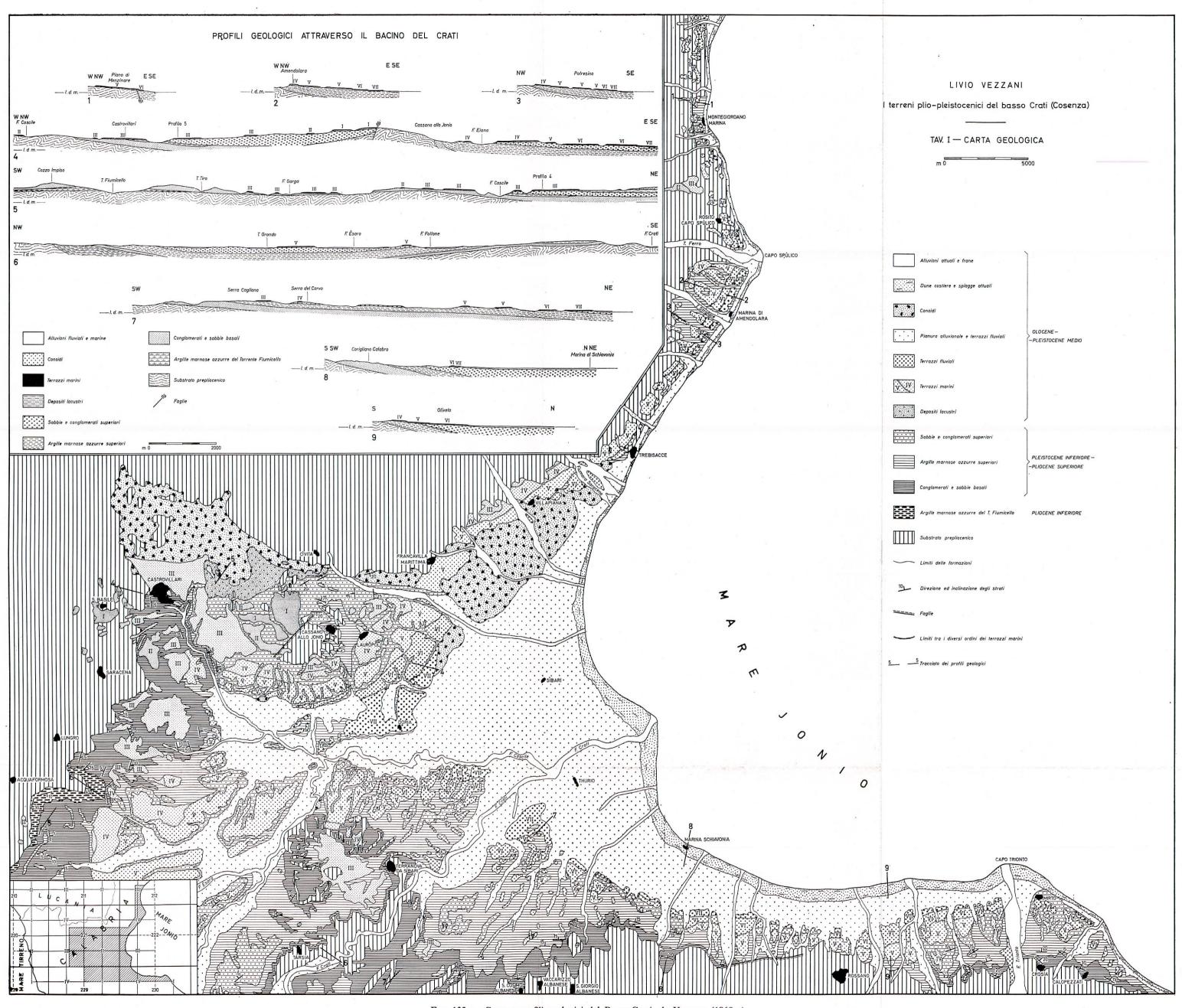



FIG. 132 — Carta e profili geologici del Basso Crati, da VEZZANI (1968 a).

— Geological map and profiles of Lower Crati Basin, from VEZZANI (1968 a).

SELLI (1958) ricordato addietro, il bacino postorogeno del Rossanese vien trattato più specificamente in alcuni lavori abbastanza recenti. Tra questi OGNIBEN (1962) descrive il Complesso Postorogeno del Rossanese fra il Trionto ed il T. Colognati (fig. 133). Sul Cristallino o sull'Eocene della Falda di Longi si ha dapprima una *breccia di deposito continentale* caratteristicamente rossastra con potenze fino a 80 m, e quindi la *Formazione arenaceo-conglomeratica* a Clipeastri potente da 50 a 75 m, con un conglomerato basale, seguita dalla *Formazione argilloso-marnosa* potente 140-150 m (100 m a Cropalati). Al di sopra di un primo livello del Complesso Crotonide (A.S.I) segue la Serie Solfifera messiniana col *Tripoli* (2-15 m) selcifero, col *Calcare di base* (10-40 m), con le *Argille marnose salifere* (70-100 m e più, in relazione con la presenza di lenti di salgemma) passanti lateralmente alla *Molassa di Castiglione*, con i *Gessi* (fino a 100 m). Su questi si sovrappone un nuovo livello del Complesso Crotonide (A.S. II) cui seguono le *Marne sabbiose di Valle* potenti fino a 100 m e caratterizzate talora da microfaune planctoniche messiniane particolarmente ricche e suggestive di ambiente marino pressoché normale. Segue al di sopra un nuovo livello crotonide (A.S. III) e poi le *Sabbie marnose di Garicchi* (250-300 m) con gli stessi caratteri microfaunistici delle Marne di Valle. Al di sopra segue un ciclo sedimentario infrapleistocenico con i *Conglomerati inferiori* (15-40 m), le *Sabbie e marne di Bisciglia* (70-80 m e più) ed i *Conglomerati superiori* (50 m e più). Alla sommità della successione si ha un *terrazzo a* 200 *m* di quota con caratteristiche ghiaie rosse.

FIG. 133 — Profili geologici a sinistra del F. Trionto secondo OGNIBEN (1962).
— Geological profiles left of Trionto River according to OGNIBEN (1962).

MAGRI, SIDOTI & SPADA (1965) descrivono la successione postorogena del Rossanese, a cominciare dai *conglomerati ed arenarie* trasgressivi sul Cristallino del bordo della Sila a W di Bocchigliero in estesi lembi all'incirca in « quattro livelli diversi situati alle altitudini medie di 800, 1000, 1200 e 1300 metri circa s.l.m. », con indicazioni che « il massiccio silano era accennato morfologicamente solo da una zona pianeggiante sulla quale si elevavano modeste colline ». Nella fascia Rossano-Paludi-Cropalati-Caloveto in trasgressione sulle filladi, sul granito, sui sedimenti liassici e su quelli eocenici affiorano il *conglomerato basale rosso* potente da 0 a 80 m, le *arenarie giallastre e grigie a*

Clipeastri potenti da 30 a 100 m e più, le *argille grigio-azzurre* potenti 150 m. Queste ultime risultano tortoniane, e dato il carattere della sedimentazione non è da escludere « che i conglomerati, le arenarie e le argille possano essere parzialmente isocroni ». Seguono le formazioni messiniane del *calcare concrezionato siliceo*, delle *argille gessifere e salifere* e, al di sopra delle « argille scagliose » del Complesso Crotonide (v. avanti), le *molasse ed argille sabbiose* potenti fino ad alcune centinaia di m e da considerare messiniane « senza peraltro escludere che parte di esse possano appartenere al Pliocene ». Il Quaternario è rappresentato da *sabbie ed argille fossilifere* calabriane potenti fino a 200 m, e da *depositi alluvionali*.

Sempre sulla zona di Rossano si ha lo studio (fig. 134) di PANIZZA (1966 a) sulla molassa messiniana terminale (*Formazione di Palopoli*) potente 220 m nella sezione tipo (fig. 135), che risulta depositata in ambiente di mare semichiuso e protetto, senza rimaneggiamento e selezione delle prevalenti sabbie fini. Lo studio geomorfologico del territorio di Calopezzati (PANIZZA, 1966 b) dal punto di vista geologico riconosce tre ordini di *terrazzi fluviali* a forte variazione di quota (fig. 136): il I ordine va da 210 a 150 m; il II ordine da 200 a 100 m; il III ordine da 97 a 40 m, con vari ripiani di cui due, in loc. Angiolino ed in loc. Bazia, mostrano caratteristiche di origine marina; l'età dei tre ordini di terrazzi sembra milazziana. Infine PANIZZA (1967) misura nel Pleistocene di Crosìa una sezione stratigrafica calabriana di m 290 (fig. 137), distinguendo alla base 3 m di ghiaie con lenti di sabbia, seguite da 32 m di sabbie e marne argillose, da 60 m di sabbie con lenti di argilla e ghiaia, e infine da 195 m di argille marnose e marne argillose, il tutto ben documentato sia dal punto di vista micropaleontologico che da quello sedimentologico.

Dal punto di vista stratigrafico-micropaleontologico il Messiniano di Rossano (fig. 138) è ben studiato da ROMEO (1967) in una sezione composita (fig. 139) comprendente le *argille marnose* tortoniane, quindi 9 m di *marne tripolacee* a microfaune oligotipiche a Globigerine e Bulimine, cui seguono il *calcare di base* sterile e le *argille marnose salifere con inclusi di gesso* misurate per 100-210 m senza comprendere i banchi di gesso e con potenze molto maggiori in sottosuolo verso il mare, con microfaune molto scarse di tipo paralico che verso l'alto si fanno più significative e francamente marine con particolare frequenza di *Globigerina dutertrei*. Al di sopra di un'intercalazione di « argille scagliose » crotonidi (A.S. II) seguono per m 31,5 le *marne argillose* della sezione di Contrada Valle, con microfaune di « ambiente neritico medio profondo, con acque temperate e tranquille », con un

FIG. 134 — Cartina geologica della zona di Calopezzati secondo PANIZZA (1966 a).
— Geological map of Calopezzati area according to PANIZZA (1966 a).

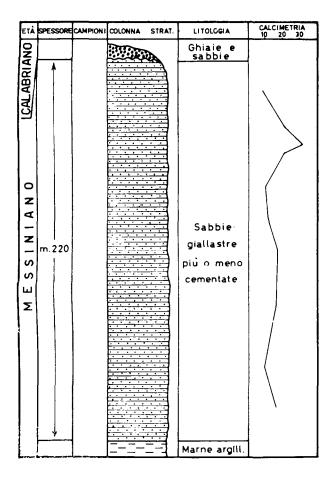



FIG. 135 - Colonna stratigrafica della sezione tipo della Molassa di Palopoli secondo PANIZZA (1966 a).

— Stratigraphic column of the Palopoli Molasse type section according to PANIZZA (1966 a).

ma via via meno profondo verso l'alto, con indizi di un aumento della temperatura e con la stessa significativa associazione di foraminiferi planctonici, oltre ad un aumento delle specie bentoniche verso l'alto. Infine si hanno 220 m della molassica *Formazione di Palopoli*, con microfaune scarse senza elementi nuovi rispetto ai livelli sottostanti. E' evidente il grande interesse di questi reperti che si collegano con altri ritrovamenti messiniani di carattere non evaporitico, a delineare un possibile canale di alimentazione di acque mioceniche nel ristretto e depresso bacino tetideo del Miocene superiore.

Letteratura successiva: regione di Cariati

COTECCHIA (1963) rileva la zona di Cariati-Scala Coeli-Pietrapaola trovandovi due diverse successioni mioceniche, di cui una in gran parte corrispondente al Complesso Postorogeno descritto nel presente lavoro; l'altra iniziata « nel Miocene inferiore e che per buona parte del Miocene ha avuto uno sviluppo per molti aspetti particolare » (serie miocenica di Terravecchia-S. Morello-Cariati) corrisponde invece alla Falda di Cariati di BONFIGLIO (1964) e di RODA (1967) e vien qui compresa nel Complesso Crotonide.

Per quanto riguarda il Complesso Postorogeno del presente lavoro, COTECCHIA descrive i *conglomerati basali* trasgressivi (fig. 140) e le *arenarie a*

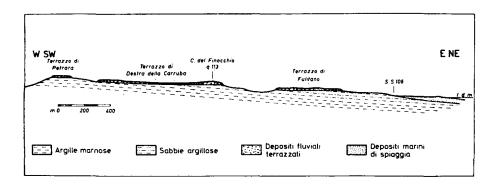



FIG. 136 — Profilo geologico a Nord di Calopezzati, con tre ordini di terrazzi poggianti sui terreni calabriani, secondo PANIZZA (1966 b).

— Geological profile North of Calopezzati, with three terrace orders overlying Calabrian terrains according to PANIZZA (1966 b).

significato cronologico « stratigraficamente ben delimitato sia perché ancora sussistono elementi miocenici, sia per la mancanza di forme plioceniche. E' assai abbondante *Globigerina helicina* che insieme con *G. dutertrei*, *G. bulloides* e *G. quinqueloba* costituisce un'associazione che potrebbe ritenersi tipica per il Messiniano ». Al di sopra di un nuovo intervallo di « argille scagliose » crotonidi (A.S. III) seguono per m 380 le *marne e sabbie* della sezione di Contrada Garicchi, depositate in ambiente simile

clipeastri potenti fino a 150 m ed attribuite ad età infra-medioelveziana; le *argille marnose grigio-azzurre* che attribuisce ad età elveziano-tortoniana (comprendendovi però anche buona parte delle « Sabbie marnose di Garicchi » sec. RODA, 1967, ciò che contribuisce a spiegare l'ammissione di una probabile sedimentazione delle argille marnose grigio azzurre dal Langhiano al Miocene superiore); seguono le *arenarie grigio-giallastre di Scala Coeli* potenti oltre 200 m e di età tortoniana; le *marne*

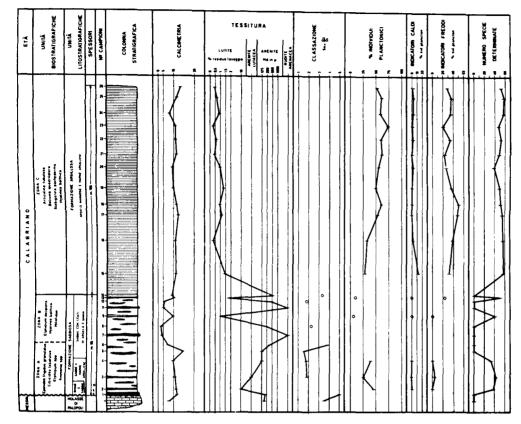



FIG. 137 — Studio stratigrafico della sezione calabriana di Crosìa (Calopezzati) secondo PANIZZA (1967).

— Stratigraphic study of the Calabrian section of Crosia (Calopezzati) according to PANIZZA (1967).

fogliettate di Scala Coeli (Formazione tripolacea di RODA, 1967) deposte in ambiente euxinico ed attribuite ad età tortoniana forse superiore; i *gessi ed arenarie gessifere* con « calcari concrezionati silicei » solo al Cozzo S. Francesco e con potenze massime di 200 m, sui quali si stende una coltre di « argille scagliose varicolori » del Complesso Crotonide (v. avanti); su questa si hanno le *argille marnose e siltose con straterelli di arenarie grigie* (Sabbie marnose di Garicchi di RODA, 1967 a) potenti fino a varie centinaia di m e caratterizzate secondo l'autore da microfaune di ambiente marino normale di affinità tortoniana; quindi le *arenarie grigie o gialle con straterelli di argille gessifere* (Molassa di Palopoli di RODA, 1967) potenti 150 m e di età supramiocenica; infine seguono le *sabbie gialle ed argille marnose azzurre* di età calabriana e *depositi terrazzati* di età medio-suprapleistocenica, con due ordini di terrazzi rispettivamente a 125-135 m e ad 80-90 m s.l.m.

BONFIGLIO (1964 a; 1964 b) rileva e descrive a sua volta la zona di Cariati-Terravecchia-Scala Coeli, riconoscendo la posizione alloctona della « serie di Terravecchia-S. Morello-Cariati » di COTECCHIA, 1963 (v. avanti, Complesso Crotonide). Per quanto riguarda i terreni del Complesso Postorogeno si avrebbe trasgressiva sul Cristallino la *formazione arenacea di Scala Coeli* (Sabbie giallastre di RODA, 1967) identificata con la basale formazione a Clipeastri mediante l'ausilio sia di una non credibile faglia inversa a giacitura visibilmente parallela alla stratificazione nella carta geologica (anche se il testo parla di « faglie inverse con rigetti verticali »), sia di altri caratteri sufficienti a fare « escludere la possibilità che si possa trattare qui di alternanze sedimentarie », mentre sembra chiaro che si tratti proprio di una intercalazione arenacea in concordanza con le argille tortoniane sottostanti e con la formazione tripolacea sovra-

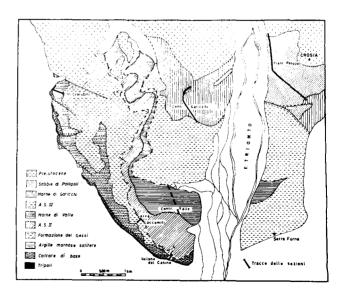



FIG. 138 - Cartina delle formazioni messiniane del Rossanese e tracciati delle relative sezioni stratigrafiche, da ROMEO (1967).

— Schematic geological map of Messinian formations in the Rossano area, with marks of studied stratigraphical sections, from ROMEO (1967).

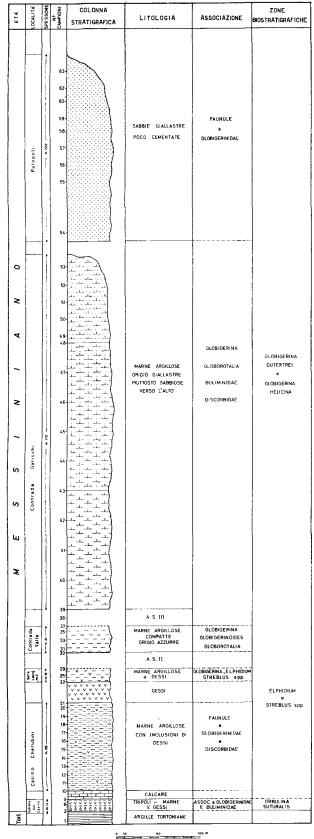



FIG. 139 - Colonna stratigrafica del Messiniano di Rossano dalle sezioni indicate a Fig. 138, secondo ROMEO (1967).

— Stratigraphic column of Rossano Messinian terrains from sections marked in Fig. 138, according to ROMEO (1967).

stante. Nell'affioramento di Timpa di Rondinelle la « formazione arenacea » corrisponde invece effettivamente alle arenarie a Clipeastri degli altri autori, ed è seguita verso l'alto dalla *formazione argilloso-marnosa*. Questa vien fatta ripetere al di sopra della formazione arenacea di Scala Coeli, dove sembra invece trattarsi delle messiniane « Sabbie marnose di Garicchi » secondo RODA (1967). Sulle arenarie di Scala Coeli seguono anche le *argille tripolacee e diatomiti* potenti fino a 250 m ed « a contatto anomalo con le argille tortoniane fra Case Posteria e Grotte Giselle », che dovrebbero appunto essere le « Sabbie marnose di Garicchi ». Inoltre sulle argille tripolacee vi sarebbe un lembo di *argille salifere*. Al di sopra di queste formazioni e di quelle alloctone (v. avanti, Complesso Crotonide) seguono verso la costa le *argille marnose calabriane*, le *sabbie gialle a Pecten* ed i *terrazzi alluvionali di colmata*.

Il lavoro di RODA (1967 a) sulla zona di Cirò-Cariati, già prima ricordato, distingue nella successione postorogena autoctona (fig. 141) un « Complesso terrigeno medio-miocenico » dato dalla *Formazione arenaceo-conglomeratica* (le « arenarie a Clipeastri »), seguita dalle *Argille marnose* potenti fino a 200 m, ambedue di età tortoniana, e poi dalle

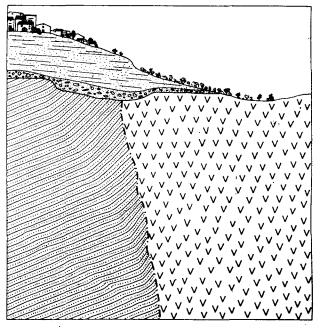



FIG. 140 - La Molassa a Clipeastri trasgressiva sul Cristallino e sul flysch eocenico fagliati a Mandatoriccio, da COTECCHIA (1963).

— *Clypeaster* Molasse transgressing on faulted Basement rock and Eocene flysch at Mandatoriccio, from COTECCHIA (1963).

Sabbie giallastre sviluppate fra Scala Coeli e Torre Melissa con potenze fino a 500 m, che sembrano passare lateralmente e verso l'alto alla *Formazione tripolacea* affiorante fra il T. Arso e Scala Coeli con uno spessore massimo di 100 m; queste due ultime formazioni mostrano microfaune di passaggio agli ambienti « ristretti » del Messiniano.

gille scagliose » crotonidi. Il complesso è caratterizzato da tipiche ed abbondanti microfaune del Miocene superiore a *Globigerina dutertrei* e *G. helicina*. Nella zona fra il T. Acquanite e Torre Melissa sembra pertanto esservi stata un'area non « ristretta » in cui dalle Argille marnose tortoniane la sedimentazione è passata alle Sabbie giallastre e

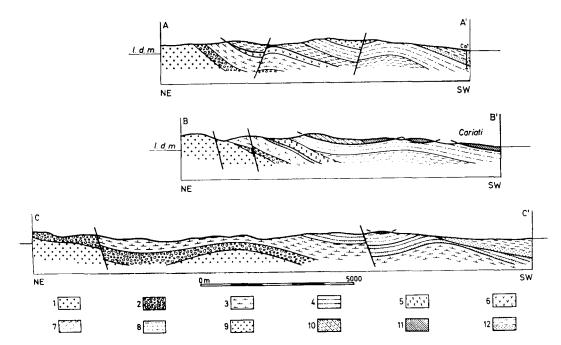



FIG. 141 — Profili geologici nella zona di Cariati secondo RODA (1967 a). 1 - Cristallino; 2 - Molassa a Clipeastri; 3 - Argille marnose tortoniane; 4 - Sabbie giallastre tortoniane; 5 - Tripoli; 6 - Serie gessoso-solfifera; 7 - Argille scagliose; 8 - Sabbie marnose di Garicchi (Messiniano); 9 - Molassa di Palopoli (Messiniano); 10 - Formazione fliscioide della Falda di Cariati; 11 - Formazione conglomeratico arenacea della Falda di Cariati; 12 - Sabbie ed argille plio-pleistoceniche.

— Geological profiles in the Cariati area according to RODA (1967 a). 1 - Crystalline basement; 2 - *Clypeaster* Molasse; 3 - Tortonian marly shales; 4 - Tortonian yellow sands; 5 - Tripoli; 6 - Gypsum-Sulphur Series; 7 - « Argille scagliose »; 8 - Garicchi marly sands (Messinian); 9 - Palopoli Molasse (Messinian); 10 - Flysch formation of the Cariati Nappe; 11 - Arenaceous-conglomeratic formation of the Cariati Nappe; 12 - Plio-Pleistocene sands and shales.

Con o senza l'intermezzo di « argille scagliose » del Complesso Crotonide, a vari livelli che saranno ricordati nel capitolo relativo a detto complesso, seguono le formazioni terrigeno-evaporitiche della *Serie gessoso-solfifera messiniana* limitatamente al Rossanese scendendo verso SE fino a N di Pietrapaola nella valle del T. Acquanite, e ricomparendo poi nel Bacino Crotonese. Sulla Serie Solfifera o direttamente sulle Sabbie giallastre o sulla Formazione tripolacea, o sulle « argille scagliose » crotonidi, segue il « Complesso messiniano terrigeno di sedimentazione marina normale » comprendente le *Sabbie marnose di Garicchi* potenti fino a 380 m e la *Molassa di Palopoli* potente fino a 250 m, oltre alle più limitate *Marne sabbiose di Valle* che a sinistra del Trionto sottostanno alle Sabbie marnose di Garicchi da cui le separa un livello di « argille scagliose » crotonidi. Il complesso è caratterizzato... poi alle Sabbie marnose di Garicchi, a quanto sembra in concordanza e perciò sostituendo lateralmente le formazioni euxiniche ed evaporitiche della Serie Solfifera.

Al di sopra delle Sabbie di Garicchi si ha l'alloctona Falda di Cariati (v. Complesso Crotonide) e poi il « Complesso terrigeno plio-pleistocenico ». Nel Rossanese e sulla costa fino a Cariati si osserva un ciclo sedimentario calabriano dato dai *Conglomerati inferiori*, dalle *Sabbie e marne di Bisciglia* e dai *Conglomerati superiori*. A S di Cariati questi terreni ricompaiono lungo la costa sviluppandosi soprattutto all'altezza di Cirò, dove si hanno trasgressive *arenarie e sabbie* potenti circa 50 m cui seguono *marne argillose* potenti fino a 500 m di età suprapliocenico-calabriana, con sovrapposte *sabbie e ghiaie* del Pleistocene medio-superiore.

Nella stessa zona (fig. 142) Di Grande (1968) descrive una sezione stratigrafica nelle *Argille marnose* presso Scala Coeli dove raggiungono uno spessore di 176 m, con una distribuzione di associazioni microfaunistiche che permette di ritenere « all'incirca rappresentato tutto il Tortoniano » (fig. 143).

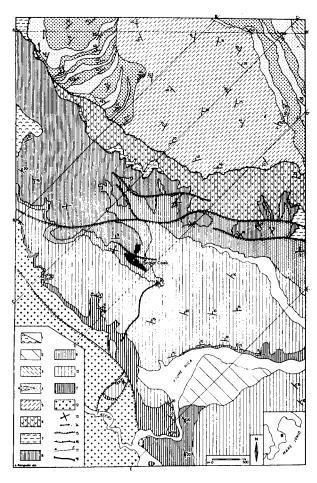



Fig. 142 - Carta geologica della zona di Scala Coeli secondo Di Grande (1968). 1 - Alluvioni recenti e frane; 2 - Alluvioni terrazzate; 3 - Alternanza argilloso-arenacea (Falda di Cariati); 4 - Formazione arenaceo-conglomeratica (Falda di Cariati); 5 - Formazione fliscioide (Falda di Cariati); 6 - Sabbie marnose di Garicchi (Messiniano); 9 - Sabbie giallastre (Tortoniano); 10 - Argille marnose (Tortoniano); 11 - Molassa a Clipeastri (Tortoniano); 12 - Cristallino; 13 - giaciture suborizzontali; 14 - giaciture subverticali; 15 - faglie; 16 - ricoprimenti; 17 - tracce dei profili (v. fig. 201); 18 - traccia della sezione stratigrafica (v. fig. 143).

— Geological map of Scala Coeli area according to Di Grande (1968). 1 - Recent alluvium and landslides; 2 - Terraced alluvium; 3 - Shaly-arenaceous alternation (Cariati Nappe); 4 - Arenaceous-conglomeratic formation (Cariati Nappe); 5 - Flysch formation (Cariati Nappe); 6 - Garicchi marly sands (Messinian); 7 - « Argille Scagliose »; 8 - Tripoli (Messinian); 9 - Yellow sands (Tortonian); 10 - Marly shales (Tortonian); 11 - *Clypeaster* Molasse (Tortonian); 12 - Crystalline basement; 13 - subhorizontal dips; 14 - vertical dips; 15 - faults; 16 - overthrusts; 17 - traces of profiles (see fig. 201); 18 - trace of stratigraphic section (see fig. 143).

Letteratura successiva: Bacino Crotonese

Ruggieri (1949) riconosce nell'estremità SE del Bacino Crotonese (« penisola di Crotone ») i tre ordini di terrazzi già descritti da Gignoux (1913) rispettivamente a m 220-160, a m 100-80 ed a m 50-20. Di questi il terrazzo intermedio coincide con quello di età siciliana determinata in Ruggieri (1942) nella Stretta di Catanzaro, mentre per quello più elevato vien determinata un'età postcalabriana e presiciliana (ossia « emiliana »).

Migliorini (1952 a) prende in esame tutto l'Appennino sulla base delle conoscenze del tempo. Interessante è il riconoscimento che « lungo il litorale jonico della Calabria la Fossa Pedeappenninica Esterna è quasi tutta sprofondata in mare e sulla terraferma ne rimane solo qualche residuo, di cui il più esteso è quello del Crotonese ». Per Fossa Pedeappenninica Esterna l'autore intendeva l'avanfossa postorogena, e la continuazione di essa dalla Fossa Bradànica alla Fossa di Gela lungo il litorale jonico calabrese non appariva dubbia al suo buon senso naturalmente tendente alla semplicità della sintesi, come chi scrive può testimoniare. Migliorini (1952 b) esamina più in particolare il postorogeno Bacino Crotonese, dove osserva la successione della *Molassa a Clipeastri* sormontata da *argille salifere* e dalla *Formazione Gessoso-Solfifera*, nella quale sono intercalate lame ed ammassi di « *argille scagliose* » lungo il margine N del bacino. Segue una *copertura pliocenico-calabriana* di oltre 1000 m, depositata da una trasgressione che non aveva oltrepassato l'attuale estensione dei terreni suprapliocenici. Stile tettonico tabulare con faglie normali a direzione prevalentemente NE-SW, con rigetti talora di oltre 1000 m, con spostamento di varie centinaia di m dei livelli calabriani e pertanto estremamente recenti. Il rilievo sismico a riflessione mostra almeno 3000 m di pila sedimentaria, con pendenze e disturbi che si accentuano in profondità dimostrando il carattere sintettonico della sedimentazione, con prevalenti direzioni NS delle pieghe sepolte nel terzo sud-orientale del bacino.

Ogniben (1955) rileva il margine settentrionale del Bacino Crotonese (fig. 144), mettendo in evidenza la *formazione arenaceo-conglomeratica* alla base del Complesso Postorogeno, seguita da *argille marnose*, il tutto di età tortoniana, seguito dai depositi messiniani col *Tripoli*, *Calcare di base*, *Gessi* ed una comprensiva formazione argilloso-arenaceo-gessoso-salina (*Formazione del Vìtravo*); seguono i depositi pliocenici di una complessità precedente-

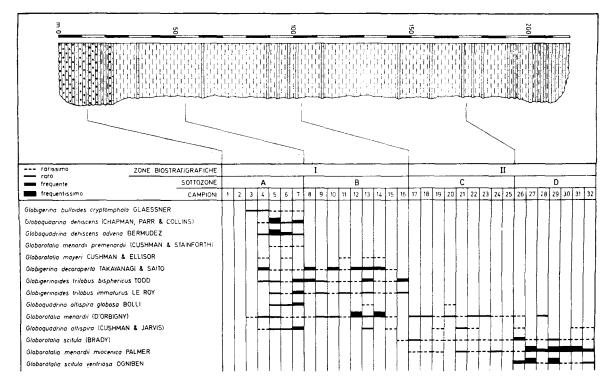



FIG. 143 — Sezione stratigrafica tortoniana di Scala Coeli secondo DI GRANDE (1968).

— Tortonian stratigraphic section of Scala Coeli according to DI GRANDE (1968).

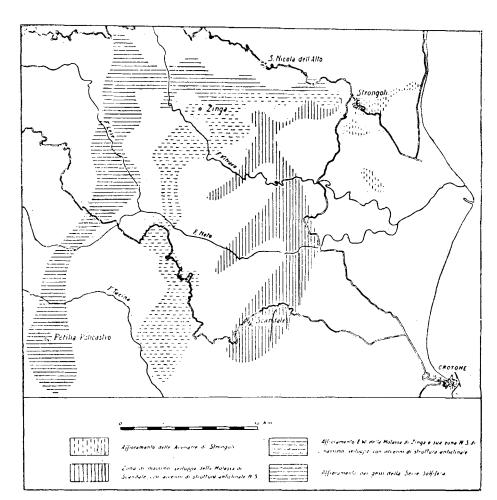



FIG. 144 — Strutture affioranti ad archi concentrici verso l'interno del Bacino Crotonese secondo OGNIBEN (1955).

— Structures outcropping in inwards concentric arcs in the Crotone Basin according to OGNIBEN (1955).

mente sconosciuta, con dal basso all'alto la *Molassa di Zinga*, le *Argille marnose di Spartizzo*, la *Molassa di Scandale*, le *Argille marnose di Timpa Biso*, le *Arenarie di Stróngoli*, le *Argille marnose di Gigliolo*, queste ultime allora attribuite al Calabriano per sintomi di variazione climatica. Argille marnose di Timpa Biso, Arenarie di Stróngoli ed Argille

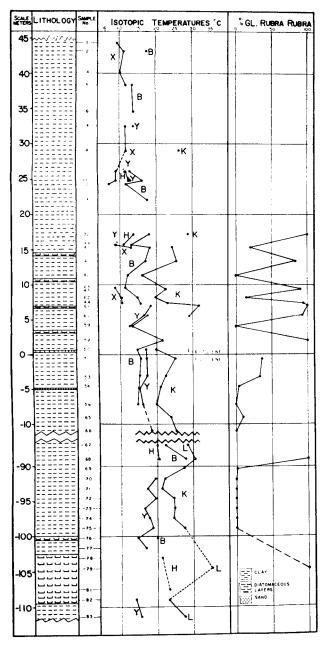



FIG. 145 - Sezione stratigrafica di Le Castella secondo EMILIANI, MAYEDA & SELLI (1961). B - *Globigerina bulloides*; H - *G. inflata*; K - *Globigerinoides rubra*; L - *G. sacculifera*; X - frammenti misti di molluschi bentonici calcarei; Y - specie miste di foraminiferi bentonici calcarei.

— Stratigraphic section of Le Castella according to EMILIANI, MAYEDA & SELLI (1961). B - *Globigerina bulloides*; H - *G. inflata*; K - *Globigerinoides rubra*; L - *G.sacculifera*; X - mixed fragments of calcareous benthonic mollusks; Y - mixed species of calcareous benthonic foraminifera.

marnose di Gigliolo vengono fatte nell'insieme corrispondere alle *Argille del Marchesato* di GIGNOUX (1913). Inoltre, il lavoro si occupa estesamente delle « argille scagliose » descritte più avanti come « Complesso Crotonide ».

SCICLI (1955) riporta i dati di estensione e di sviluppo delle mineralizzazioni a zolfo coltivate al margine N del Bacino Crotonese, al limite fra il Calcare di base ed i Gessi della Serie Solfifera messiniana, con grande utilità per qualsiasi futuro studio della mineralizzazione solfifera.

EMILIANI, MAYEDA & SELLI (1961) descrivono la sezione di Le Castella all'estremo SE del Bacino Crotonese (fig. 145), sostitutiva ai fini della stratigrafia micropaleontologica della sezione di S. Maria di Catanzaro di GIGNOUX (1913) al passaggio fra Pliocene e Calabriano. Nella parte centrale del Bacino Crotonese al di sopra del substrato cristallino si avrebbe sedimentazione postorogena continua dall'Elveziano al Pleistocene basso. Le *marne azzurre* plio-pleistoceniche raggiungono una potenza totale di 1615 m. I due intervalli più recenti della successione delle marne azzurre sono la *Formazione Tripolacea* potente 225 m e caratterizzata da numerosi livelli diatomitici e di ceneri vulcaniche, con un livello di 2 cm di ceneri vulcaniche alla base, con età suprapliocenica determinata da microfaune a *Globorotalia truncatulinoides* (= *G. tosaensis*); segue la *Formazione di Papanice* data da 210 m di marne azzurre con alla base un caratteristico strato sabbioso di 30 cm che si segue con potenze variabili per tutta la Calabria jonica, e con sparsi sottili livelli ocracei, con età calabriana documentata da microfaune ad *Anomalina balthica*.

BRONZINI (1959) riferisce sui risultati per ricerche di idrocarburi nel Crotonese e subordinatamente nella Piana di Sìbari. Il Crotonese risulta costituire una fossa postorogena con tettonica più accentuata verso il fondo e sempre più tranquilla verso l'alto, con due principali rilievi sepolti a direzione NS: uno verso il mare (Capo Cimiti-Perrotta-Capo Colonne) « a carattere monoclinalico con probabili chiusure per faglie », l'alto più ad Ovest (Le Castella-S. Leonardo di Cutro-Quadarazzo) « a carattere di anticlinale con chiusura per immersione o per faglia ». Vengono date le successioni stratigrafiche dei pozzi (fig. 146) Scandale 1 (m 0-695 sabbie e argille plioceniche, m 695-1743 argille, sabbie ed evaporiti messiniane, m 1743-2140 calcare, marne, argille, evaporiti tortoniane -sic-, m 2140-2475 marne ed arenarie elveziane = Molassa a Clipeastri, m 2475-2651,10 cristallino o detrito cristallino); Capo Cimiti 1 (m 0-760 Plio-

cene c.s., m 760-1613 Messiniano c.s., m 1613-2125 argille tortoniana, m 2125-2972,60 marne, arenarie e sabbie = Molassa a Clipeastri), S. Leonardo 1 (m 0-9 terrazzo quaternario, m 9-200 argille marnose mediopflioceniche, m 200-787 argille marnose infraplioceniche con intercalazioni arenacee, m 787-792 arenarie grossolane infrapliOceniche, m 792-1270 argille, arenarie ed evaporiti messiniane).

FIG. 146 — Ubicazione di pozzi di ricerca per idrocarburi nel Bacino Crotonese, da BRONZINI (1959).
— Location of hydrocarbons exploration wells in Crotone Basin, from BRONZINI (1959).

Nella depressione della Piana di Sìbari la stessa successione postorogena mostra rilievi sepolti costituiti da varie monoclinali con immersione NE tagliate da due sistemi ortogonali di faglie, con tettonica sempre più tranquilla verso l'alto. Il pozzo Doria 1 (2 km a NNE dell'abitato omonimo) mostra la seguente successione stratigrafica: m 4,50-103 ghiaie e conglomerati del Quaternario recente, m 103-1027 argille con intercalazioni arenacee e conglomeratiche del Quaternario inferiore marino, m 1027-1040 conglomerato quaternario basale, m 1040-1160 marne ed arenarie messiniane, m 1160-1840 porcellaniti, calcareniti con intercalazioni marnose, marne, arenarie, siltiti (= probabile Complesso Liguride), m 1840-1919,50 scisti filladici caotici (= Complesso Liguride).

La successione postorogena del Crotonese è fatta oggetto di un quadro accurato e completo in RODA (1964 a), che utilmente riassume nella sua fig. 1 le condizioni stratigrafiche del bacino con le nomenclature del precedente lavoro di OGNIBEN (1955) e della vecchia Carta Geologica d'Italia al 100.000 (fig. 147), mentre con la Tav. II schematizza l'andamento strutturale del Bacino mediante rappresentazione degli affioramenti di alcune formazioni significative (fig. 148), nella Tav. III rappresenta la complicata struttura sedimentaria del

bacino (fig. 149), e nella Tav. IV ricostruisce la distribuzione delle facies nel Pliocene medio-superiore e Pleistocene (fig. 150).

Nel basale ciclo sedimentario mediomiocenico-messiniano RODA comprende la *Formazione di S. Nicola* (ossia le arenarie a Clipeastri) di spessore variabile e di età corrispondente al passaggio Elveziano-Tortoniano; l'*Argilla marnosa del Ponda* potente fino a 300 m in affioramento e forse 1300 m in sottosuolo al centro del bacino (Capo Cimiti, dove però non si possono escludere intercalazioni del Complesso Crotonide) e di età tortoniana fino al limite Tortoniano-Messiniano verso l'alto; la *Formazione del Tripoli;* la *Formazione evaporitica inferiore* comprendente subordinati calcari e prevalenti gessi fino a 150 m di potenza.

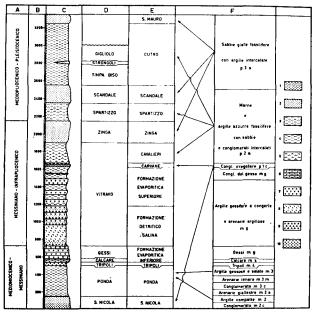



FIG. 147 - Schema di correlazione tra le unità della Carta Geologica d'Italia al 100.000 (F), le formazioni di OGNIBEN (1955) (D), e quelle di RODA (1964 a) (E), da RODA (1964 a). 1 - Conglomerato; 2 - arenaria e sabbia; 3 - argilla sabbiosa; 4 - argilla ed argilla marnosa; 5 - marna e marna argillosa; 6 - calcare; 7 - gesso; 8 - salgemma; 9 - breccia ad elementi evaporitici; 10 - tripoli.

— Correlation scheme between units (F) of Italy's 1:100.000 geological Map, those (D) of OGNIBEN (1955) and those (E) of RODA (1964 a), from RODA (1964 a). 1 - conglomerate; 2 - sand and sandstone; 3 - sandy shale; 4 - shale and marly shale; 5 - marl and clayey marl; 6 - limestone; 7 - gypsum; 8 - rock salt; 9 - evaporite breccia; 10 - tripoli.

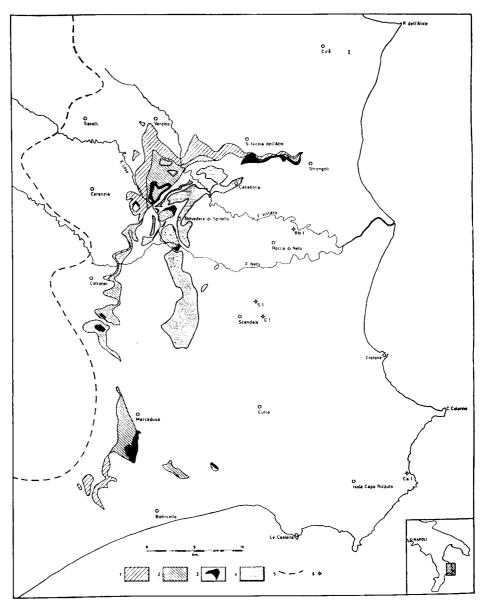
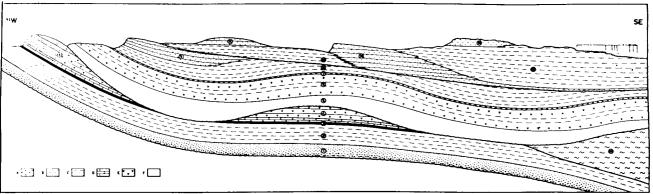
Seguirebbe un ciclo messiniano-infrapliocenico separato dal precedente da una fase di piegamento tettonico, che determina una superficie di erosione su cui si deposita in discordanza la *Formazione detritico-salina* potente fino a 450 m e data da interessanti unità di sedimentazione polare con variazione da brecce e gessareniti a peliti a salgemma; segue la *Formazione evaporitica superiore* data da argille, sabbie e conglomerati con sottili intercalazioni gessose; quindi il *Conglomerato delle Carvane* (qualche diecina di m) e poi la *Marna argillosa dei Cavalieri* (oltre 200 m) di età infrapliocenica, forse in parte laterali rispetto ai livelli più alti della Formazione evaporitica superiore; infine la *Molassa di Zinga* « rappresenta il deposito litorale di chiusura del ciclo regressivo già iniziatosi verso la base della Formazione dei Cavalieri ». Bisogna ricordare che la fase trasgressiva del ciclo corrisponderebbe ad un'ambiente evaporitico e quella regressiva ad un'ambiente marino normale, per poter apprezzare appieno il significato geologico di questa « trasgressione anormale » della base del Pliocene italiano, messa in rilievo e discussa da molti autori a cominciare da CORTESE (1895) come ricordato addietro.

Sopra una superficie di erosione e discordanza per piegamento tettonico segue un ciclo mediopliocenico-pleistocenico, dato da un complesso trasgressivo che dai bordi verso l'interno del Bacino Crotonese comprende la lagunare *Argilla marnosa di Spartizzo* potente fino a 160 m, la litoranea *Molassa di Scandale* potente fino a 450 m, ambedue di età medio-suprapliocenica, e l'*Argilla marnosa di Cutro* che verso il centro del bacino supera i 1200 m e mostra età medio-suprapliocenica fino a calabriana, con oscillazioni di epoca suprapliocenica visibili ai bordi del bacino (Arenaria di Stróngoli); il ciclo è chiuso dalla *Molassa di S. Mauro* di età infrapleistocenica, dopo la quale comincia il sollevamento del bacino che rimane intagliato dai 7 ordini di terrazzi descritti da SELLI (1962 a).

Un altro lavoro di RODA (1964 b) illustra dettagliatamente dal punto di vista sedimentologico il Membro di Barretta (fig. 151), ed uno successivo (RODA, 1965 d) il Membro di Pedalacci (fig. 152), insieme costituenti la Molassa di Scandale.

Un lavoro stratigrafico sulla sezione di Contrada Barretta (RODA, 1965 c), affiorante in un gradino di faglia sulla riva destra del Neto (v. addietro fig. 151) e comprendente la Molassa di Scandale e la parte inferiore dell'Argilla marnosa di Cutro (fig. 153) porta a conclusioni di età medio-suprapliocenica dell'intera sezione; infatti confrontando i dati di RODA con la moderna zonazione di CATI et al. (1968) tutta la Molassa di Scandale e gli 80 m basali dell'Argilla marnosa di Cutro appaiono compresi nella zona a *Globorotalia crassaformis* ed i restanti 230 m dell'Argilla marnosa di Cutro nella zona a *Globorotalia inflata*. Vi è un'interessante interca-

FIG. 148 — Distribuzione nel Bacino Crotonese dei maggiori affioramenti delle formazioni: 1 - Evaporitica inferiore; 2 - Detritico-salina ed Evaporitica superiore; 3 - Conglomerato delle Carvane; 4 - Molassa di Zinga, secondo RODA (1964 a). La linea tratteggiata indica il limite dei sedimenti neogenici. Pozzi di ricerca per idrocarburi: Ca 1 = Capo Cimiti 1; S 1 = Scandale 1 (Montecatini); C 1 = Scandale 1 (Sori); RN 1 = Rocca di Neto 1.

— Distribution in Crotone Basin of major outcrops of following formations: 1 - Lower Evaporite; 2 - Detrital Saline and Upper Evaporite; 3 - Carvane Conglomerate; 4 - Zinga Molasse, according to RODA (1964 a). Hatched line marks west boundary of Neogene terrains. Hydrocarbons exploration wells: Ca 1 = Capo Cimiti 1; S 1 = Scandale 1 (Montecatini); C 1 = Scandale 1 (Sori); RN 1 = Rocca di Neto 1.

A - Conglomerato - Conglomerate.
B - Arenaria e sabbia - Sandstone and sand.
C - Argilla e marna - Clay and marl.
D - Calcare - Limestone.
E - Gesso - Gypsum.
F - Salgemma e breccia ad elementi evaporitici - Rocksalt and evaporite breccia.

1 - Formazione di S. Nicola - S. Nicola Formation.
2 - Argilla marnosa del Ponda - Ponda Marly Clay.
3 - Formazione del Tripoli - Tripoli Formation.
4 - Formazione evaporitica inferiore - Lower Evaporite Formation.
5 - Formazione detritico-salina - Detrital Saline Formation.
6 - Formazione evaporitica superiore - Upper Evaporite Formation.
7 - Conglomerato delle Carvane - Carvane Conglomerate.
8 - Marna argillosa dei Cavalieri - Cavalieri Clayey Marl.
9 - Molassa di Zinga - Zinga Sandstone.
10 - Argilla marnosa di Spartizzo - Spartizzo Marly Clay.
11 - Molassa di Scandale - Scandale Sandstone.
12 - Argilla marnosa di Cutro - Cutro Marly Clay.
13 - Molassa di S. Mauro - S. Mauro Sandstone.
14 - Massa alloctona - Alloctonous mass.
I-VII - Terrazzi marini - Marine terraces.

FIG. 149 — Schema della sedimentazione del Bacino Crotonese secondo RODA (1964 a).
— Sedimentation scheme for Crotone Basin according to RODA (1964 a).

lazione sabbiosa (Sabbia di Sottostrada) circa 130 m sopra la base dell'Argilla di Cutro e circa 40 m al di sopra dell'inizio della zona a *Globorotalia inflata*, di probabile equivalenza all'Arenaria di Stróngoli che in OGNIBEN (1955) marca un marginale episodio regressivo suprapliocenico nella sedimentazione argilloso-marnosa medio-suprapliocenica-calabriana (v. anche RODA, 1964, fig. 1, riprodotta in fig. 147 nel presente lavoro).

Infine in Roda (1965 c) viene ripresa in dettagliato esame tutta la successione postorogena prima ricordata limitatamente all'area della tavoletta Belvedere di Spinello, riconoscendo l'età medio-supratortoniana della Argilla marnosa del Ponda, il che comporta un'età praticamente corrispondente al Tortoniano basso per la Formazione di S. Nicola, o Molassa a Clipeastri che dir si voglia. La tettonica a gradini di faglia del Bacino Crotonese vien messa in risalto da RODA nella carta geologica e nei profili allegati nonché in uno stereogramma (fig. 154).

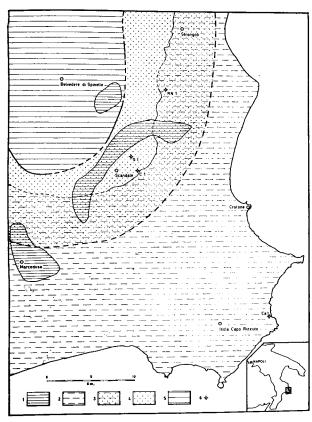



FIG. 150 - Schema della distribuzione delle facies nel ciclo mediopliocenico-pleistocenico nel Bacino Crotonese secondo RODA (1964 a). 1 - Molassa di S. Mauro regressiva; 2 - area di sedimentazione trasgressiva pelitica (Argilla marnosa di Cutro); 3 - area di passaggio laterale fra Argilla di Cutro e Molassa di Scandale; 4 - area di sedimentazione trasgressiva psammitica (Molassa di Scandale); 5 - area a sedimentazione lagunare (Argilla marnosa di Spartizzo).

— Scheme of facies distribution in the Middle Pliocene-Pleistocene cycle in Crotone Basin according to RODA (1964 a). 1 - S. Mauro Molasse (regressive); 2 - pelitic transgressive sedimentation area (Cutro Marly Shale); 3 - lateral transition area between Cutro Shale and Scandale Molasse; 4 - psammitic transgressive sedimentation area (Scandale Molasse); 5 - lagoonal sedimentation area (Spartizzo Marly Shale).

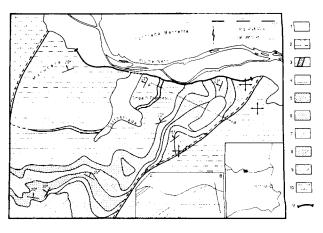



FIG. 151 - Cartina della zona di Barretta (Crotone) secondo RODA (1964 b). 1 - Alluvioni; 2-3-4 - Argilla marnosa di Cutro (3 - Sabbia di Sottostrada); 5-6 - Membro di Barretta della Molassa di Scandale, argille ed arenarie; 7-8 - Membro di Pedalacci della Molassa di Scandale, argille ed arenarie; 9 - Argilla marnosa di Spartizzo; 10 - Marna argillosa dei Cavalieri; 11 - traccia della sezione stratigrafica (v. fig. 153).

— Geological map of the Barretta (Crotone) area according to RODA (1964 b). 1 - Alluvium; 2-3-4 - Cutro marly shale (3 - Sottostrada sand); 5-6 - Barretta Member of Scandale Molasse, shales and sands; 7-8 - Pedalacci Member of Scandale Molasse, shales and sands; 9 - Spartizzo marly shale; 10 - Cavalieri clayey marl; 11 - track of stratigraphic section (see fig. 153).

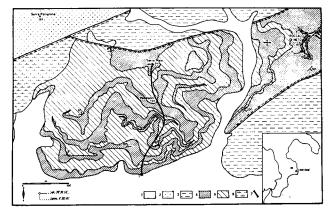



FIG. 152 - Cartina della zona di Pedalacci (Crotone) secondo RODA (1965 d). 1 - Alluvioni; 2 - Molassa di S. Mauro; 3 - Argilla marnosa di Cutro; 4 - Membro di Pedalacci, arenarie e conglomerati; 5 - Membro di Pedalacci, argille marnose e sabbie sciolte; 6 - Marna argillosa dei Cavalieri; 7 - traccia della sezione sedimentologica (v. RODA 1965 d).

— Geological map of Pedalacci (Crotone) area according to RODA (1965). 1 - Alluvium; 2 - S. Mauro Molasse; 3 - Cutro marly shale; 4 - Pedalacci Member, sandstones and conglomerates; 5 - Pedalacci Member, marly shales and loose sands; 6 - Cavalieri clayey marl; 7 - track of sedimentological section (see RODA 1955 d).

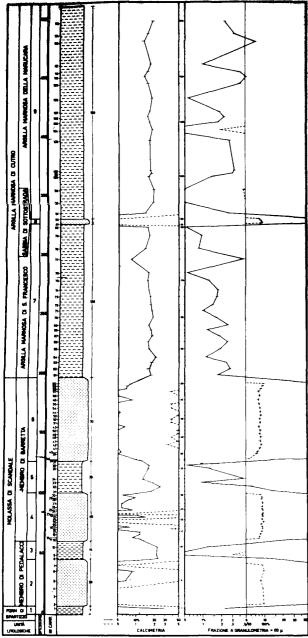



FIG. 153 — Sezione stratigrafica di Barretta (Crotone) secondo RODA (1965 c).

— Barretta (Crotone) stratigraphic section according to RODA (1965 c).

Ancora sul Bacino Crotonese si ha il lavoro di COLALONGO (1965) che studia gli ostracodi della sezione di Le Castella al passaggio Pliocene-Pleistocene, trovando forme specifiche rispettivamente dell'una e dell'altra epoca ed una forma (*Cytheropteron testudo* SARS) di comparsa contemporanea a quella di *Hyalinea balthica;* dal lato paleoclimatico risulta confermato il carattere oscillatorio della generale diminuzione di temperatura dal Pliocene superiore al Calabriano, sulla base degli ostracodi come su quelle dei foraminiferi e delle analisi isotopiche.

DI GRANDE (1967 a) descrive la sezione tipo della Molassa di S. Mauro (fig. 155), contemporaneamente illustrando in varie sezioni della zona la posizione del livello di comparsa di *Hyalinea balthica* nella parte alta della sottostante Argilla marnosa di Cutro (fig. 156). DI GRANDE (1967 b) descrive una sezione potente oltre 130 m dell'Argilla marnosa di Spartizzo (fig. 157), concludendo per un'età mediopliocenica, e dai suoi dati appare anche la possibilità che la parte alta della formazione rientri nella zona a *Globorotalia inflata*.

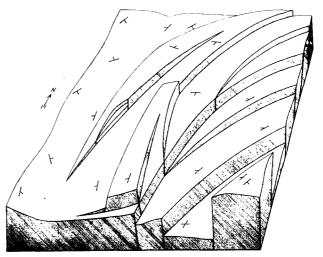



FIG. 154 — Stereogramma strutturale della tavoletta Belvedere Spinello (F. 237, I - SE) secondo RODA (1965 a).

— Structural block-diagram of Belvedere Spinello quadrangle (F. 237, I - SE) according to RODA (1965 a).

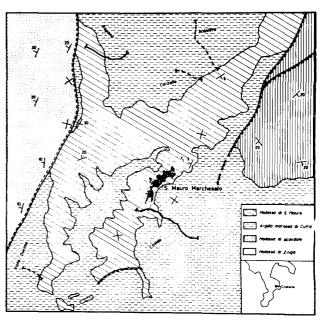



FIG. 155 — Cartina della zona di S. Mauro Marchesato (Crotone) secondo DI GRANDE (1967 a).

— Geological map of S. Mauro Marchesato (Crotone) area according to DI GRANDE (1967 a).

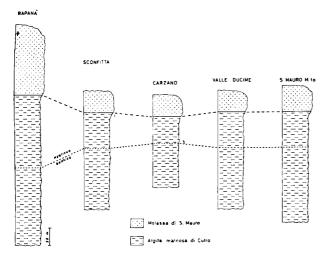



FIG. 156 — Colonne stratigrafiche delle sezioni studiate nella zona di S. Mauro Marchesato secondo DI GRANDE (1967 a).

— Stratigraphic columns of sections studied in S. Mauro Marchesato area according to DI GRANDE (1967 a).

CRESCENTI (1972) riferisce sui dati del Pozzo Perrotta 2, perforato per 1456 m circa 15 km a SE di Crotone. Il pozzo (fig. 158) ha incontrato fino a 400 m argille azzurre della zona a *Globorotalia* gr. *crassaformis* (= Pliocene medio), da 400 a 1215 m argille azzurre con rare intercalazioni di sabbie (prevalenti da m 485 a m 530) della zona a *G. margaritae* (= Pliocene inferiore), da 1215 a 1280 m il Conglomerato delle Carvane, da 1280 a 1456 m arenarie, argille sabbiose e gessi del Messiniano. L'autore correla le argille fino a 485 m con la Formazione di Cutro, le sabbie da 485 a 530 m con la Molassa di Scandale e le marne da 530 a 1215 m con la Formazione dei Cavalieri, sempre di RODA (1964 a), ma non spiega perché preferisca correlare le sabbie infraplioceniche a m 485-530 con la mediopliocenica Molassa di Scandale anziché con l'infrapliocenica Molassa di Zinga, né quale significato attribuisca allo spostamento del carattere della sedimentazione rispetto ai limiti biozonali, che in ogni caso rimane notevole.

La più recente letteratura sul Bacino Crotonese è originata dalla discussione sul limite stratigrafico Pliocene-Calabriano, e rientra nell'esposizione del presente lavoro solo in quanto fornitrice di evidenze di carattere geologico. Nella ricerca dello stratotipo del Calabriano come definito da GIGNOUX (1913) si è passati dalla designazione della sezione di S. Maria di Catanzaro (SELLI, 1967 a; 1967 b) quale stratotipo (fig. 159), alla sua sostituzione con quella di Le Castella nel Crotonese descritta da EMILIANI, MAYEDA & SELLI (1961) in virtù della sua omogeneità e regolarità di sedimentazione.

BANDY & WILCOXON (1970) studiano ex novo le due sezioni, confrontandole e correlandole fra loro e con quella di Balcom Canyon in California, riassumendo le caratteristiche del limite Pliocene-Calabriano (fig. 160) nella quasi contemporaneità del passaggio da *Globorotalia tosaensis* a *G. truncatulinoides*, della scomparsa dei discoasteridi, della comparsa di tre specie caratteristiche di coccoliti, dell'arrivo nel Mediterraneo degli ospiti nordici *Hyalinea balthica* ed *Arctica islandica* in un ciclo

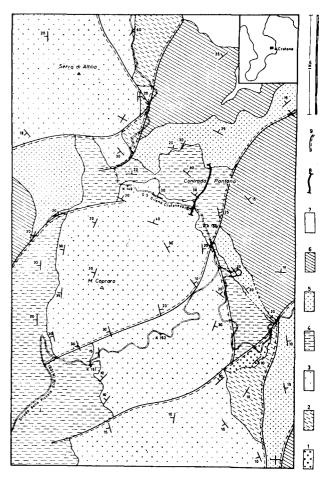



FIG. 157 — Cartina della zona di Contrada Pantano (Crotone) secondo DI GRANDE (1967 b). 1 - Conglomerato delle Carvane; 2 - Marna argillosa dei Cavalieri; 3 - Molassa di Zinga; 4 - Argilla marnosa di Spartizzo; 5 - Molassa di Scandale; 6 - Argilla marnosa di Cutro; 7 - Alluvioni; 8 - traccia della sezione di Contrada Pantano (v. DI GRANDE, 1967 b); 9 - faglia.

— Geological map of Contrada Pantano (Crotone) area according to DI GRANDE (1967 b). 1 - Carvane conglomerate; 2 - Cavalieri clayey marl; 3 - Zinga Molasse; 4 - Spartizzo marly clay; 5 - Scandale Molasse; 6 - Cutro marly clay; 7 - Alluvium; 8 - track of stratigraphic section (see DI GRANDE, 1967 b); 9 - fault.

di clima caldo interposto fra l'ultimo intervallo freddo pliocenico ed i classici quattro intervalli freddi corrispondenti alla successione Günz-Mindel-Riss-Würm. L'apparente incongruenza fra clima caldo ed arrivo di ospiti nordici è spiegata con

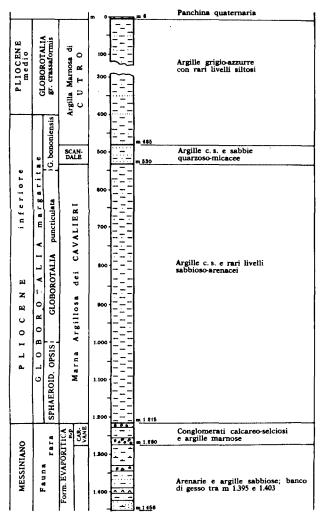



FIG. 158 — Schema stratigrafico del Pozzo Perrotta 2 (Bacino Crotonese) secondo CRESCENTI (1972).

— Stratigraphic scheme of Perrotta 2 well (Crotone Basin) according to CRESCENTI (1972).

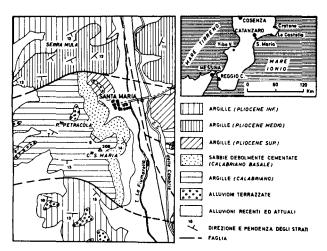



FIG. 159 — Cartina della zona di S. Maria di Catanzaro secondo SELLI (1971).

— Schematic map of S. Maria di Catanzaro area according to SELLI (1971).

l'allargamento dei collegamenti fra Mediterraneo ed oceani grazie all'innalzamento del livello del mare in concomitanza con la trasgressione calabriana. SELLI (1971) riepiloga la questione della sezione tipo del Calabriano e della scelta a questo scopo della sezione di Le Castella da parte del VII Congresso INQUA. La validità della scelta è contestata da RUGGIERI (1972 a; 1972 b) che a sua volta riepiloga i vari aspetti puramente stratigrafici della questione.

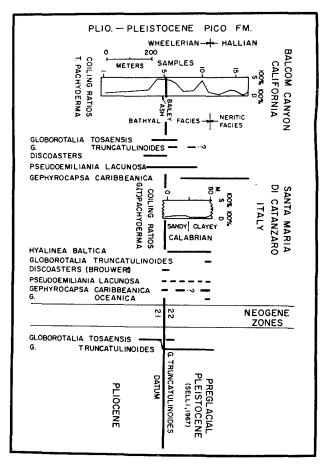



FIG. 160 — Correlazione fra le sezioni di Balcom Canyon, California e di S. Maria di Catanzaro secondo BANDY & WILCOXON (1970).

— Correlation of the Balcom Canyon section, California, with the S. Maria di Catanzaro section, according to BANDY & WILCOXON (1970).

Letteratura successiva: stretta di Catanzaro

RUGGIERI (1942) ricorda la superficie di colmata calabriana nella stretta di Catanzaro a quota media di 350 m, e per il Golfo di Squillace alla sua estremità orientale determina paleontologicamente come Siciliano il terrazzo marino a 80-100 m (fig. 161), notando anche residui di una spianata intermedia a 150-200 m. RUGGIERI (1953) riprende in esame i terrazzi del Golfo di Squillace e specialmente

quello di Regione Santoregno immediatamente a S di Catanzaro (fig. 162), dove si hanno sabbie gialle ed un calcare organogeno a Nullipore trasgressivi sulle argille azzurre calabriane a quote da 30 a 70 m. Questi depositi trasgressivi sono ricoperti dalle alluvioni arrossate che costituiscono il ripiano dei 70-80 m, a suo tempo ritenuto siciliano dall'autore ed ora determinato come post-siciliano. Dopo un rapido esame di altri terrazzi del Crotonese e del Golfo di Squillace l'autore conclude col seguente schema: *a*) terrazzo a quota 150-200 (spianata sommitale o terrazzo I del Crotonese: clima temperato caldo ed età post-siciliana; *b*) Regione Santoregno e terrazzo II del Crotonese (80-100 m): clima più freddo dell'attuale; *c*) linea di riva di Torre del Palombaro a Punta Stalettì a 80 m, alluvioni arrossate del terrazzo a 70-80 m nel Golfo di Squillace, terrazzo III del Crotonese (20-50 m): clima temperato caldo, forse databile come Tirreniano; terrazzi a quota 0 o poco più del Crotonese: clima temperato caldo. Per il margine N della stretta di Catanzaro si hanno alcuni cenni di VALLARIO (1964), che al di sopra dei calcari e gessi messiniani vede una serie pliocenica data da conglomerati del Pliocene inferiore basale e da un complesso argilloso sempre più sabbioso verso l'alto, di età ancora infrapliocenica. « Nel versante ionico della Calabria, invece, alle argille del Pliocene inferiore segue un potente complesso marnoso con intercalazioni calcaree alla base », gradatamente sostituito verso l'alto da sabbie e poi da conglomerati. Dallo Jonio verso il Tirreno nella stretta di Catanzaro si ha spessore decrescente e facies sempre più litorale dei sedimenti pliocenici, che dimostrano « alla fine del Pliocene inferiore un approfondimento graduale del bacino di sedimentazione da ovest verso est, variazione che scompare alla fine del Pliocene », facies uniformemente rappresentata da sabbie, ghiaie e conglomerati.

FIG. 161 — Sezione di Regione Santoregno a Sud di Catanzaro Marina secondo RUGGIERI (1942). C - Calabriano; S - sedimenti del terrazzo di 80-100 m (Siciliano).

— Regione Santoregno section, S of Catanzaro Marina, according to RUGGIERI (1942). C - Calabrian; S - sediments of 80-100 m terrace (Sicilian).

Nella valle dell'Amato « sui terreni argillosi e poi argilloso-sabbiosi » seguono « calcareniti e sabbioni fino a ghiaie: questo complesso è ben stratificato e presenta una vergenza ad ovest » (forse l'autore intende parlare della stratificazione incrociata ?). « Tali livelli detritici e conglomerati costituiscono la base del Calabriano. La serie dei terreni plio-quaternari è bene esposta sulla sponda destra del fiume S. Ippolito ».

BROSSÈ descrive la successione postorogena della zona di Tiriolo, che mostrerebbe calcari messiniani potenti fino a 30 m ricchi di macro-e microfossili di ambiente litoraneo, e marne azzurre del Pliocene inferiore passanti lateralmente a conglomerati talora con blocchi fino a 5 m di lato.

SPROVIERI, D'AGOSTINO & DI STEFANO (1972) studiano con numerose sezioni stratigrafiche la regione di S. Maria di Catanzaro (fig. 163), allo scopo di riprendere la questione del limite Pliocene-Calabriano e la relativa opportunità di definirlo mediante la comparsa di *Arctica islandica* oppure di *Hyalinea balthica* oppure di *Globorotalia truncatulinoides*, il quale ultimo come foraminifero planctonico costituirebbe il marker più accreditato. Gli autori rilevano la non continuità di sedimentazione fra Pliocene e Calabriano a S. Maria Catanzaro, e quindi l'impossibilità di fondarvi una sezione tipo

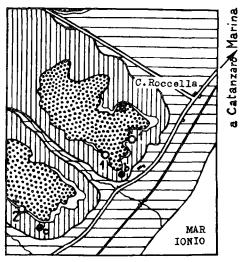



FIG. 162 — Cartina della Regione Santoregno secondo RUGGIERI (1953). Tratteggio verticale - argille del Calabriano inferiore; bianco - sabbie e calcari del terrazzo marino; punteggiato - alluvioni antiche arrossate; tratteggio orizzontale - alluvioni e spiaggia recenti; dischetti - giacimenti fossiliferi.

— Schematic map of Regione Santoregno according to RUGGIERI (1953). Vertically striped - Lower Calabrian shales; white - sands and limestones of marine terrace; pointed - red old alluvium; horizontally striped - Recent alluvium and beach; circles - fossiliferous deposits.

del Calabriano, contrariamente a BANDY & WILCOXON (1970) e a SELLI (1971). I sedimenti pliocenici lungo la Fiumarella risulterebbero costituire una sinclinale con un sottile nucleo suprapliocenico (poche diecine di cm) appena a S di S. Maria di Catanzaro, e con una placca calabriana trasgressiva da questo al Pliocene medio ed a quello inferiore micropalentologicamente documentati (zone rispettivamente a *Globorotalia inflata*, a *G. crassaformis*, a *G. margaritae*). Il conglomerato basale e le sabbie basali calabriane contengono « armoured mud balls » con microfaune suprapliocceniche a *G. inflata*. La sezione di S. Maria di Catanzaro risulterebbe pertanto inaccettabile quale stratotipo del Calabriano, che essendo qui trasgressivo mancherebbe dei livelli basali. « Nella zona studiata, subito dopo l'inizio del Pliocene superiore, si dovette avere il ritiro del mare, con una successiva trasgressione databile come calabriana ». Il valore come marker di *G. truncatulinoides*, la cui comparsa è già segnalata al di sopra della base dei locali sedimenti calabriani, risulta ulteriormente indebolito. Risulta non valida anche la correlazione tra il bancone sabbioso non trasgressivo che dovrebbe rappresentare la base del Calabriano a Le Castella secondo EMILIANI, MAYEDA & SELLI (1961) e le sabbie ad *Arctica islandica* della base trasgressiva del Calabriano di S. Maria di Catanzaro.

Letteratura successiva: Calabria meridionale

Una serie di lavori messinesi (PATA, 1938; 1945; 1947 a; 1948-49; PATA & IMBESI, 1948-49; IMBESI, 1952; PATA, 1952; 1953) esamina principalmente i depositi marini quaternari della zona di Reggio, concludendo per una continuità stratigrafica fra Siciliano e Tirreniano, ambedue presenti a Ravagnese con affioramenti prevalenti rispettivamente in loc. Càfari (fig. 163) ed al Cimitero di Gallina (fig. 164), e per la datazione siciliana del giacimento di Musalà. Vengono riassunte le cognizioni del tempo con l'elenco dei giacimenti calabriani noti: di facies profonda a S. Maria di Catanzaro ed a Monasterace, a 200 m di quota, di facies litoranea

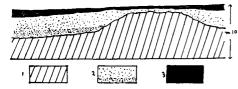



FIG. 163 — Sezione del giacimento siciliano di Càfari (Reggio) secondo PATA (1952). 1 - Miocene; 2 - sabbie Quaternarie; 3 - alluvione.

— Section of Sicilian fossiliferous deposit at Cafari (Reggio) according to PATA (1952). 1 - Miocene; 2 - Quaternary sands; 3 - alluvium.

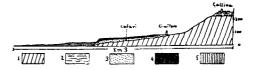



FIG. 164 — Sezione di Gallina col giacimento siciliano di Càfari e quello tirreniano del Cimitero secondo PATA (1952). 1 - Miocene; 2 - Pliocene; 3 - sabbie quaternarie fossilifere; 4 - alluvione post-tirreniana; 5 - alluvione fiandriana.

— Gallina section with Sicilian deposit of Cafari and Tyrrhenian deposit of the Cemetery according to PATA (1952). 1 - Miocene; 2 - Pliocene; 3 - Quaternary fossiliferous sands; 4 - Post-Tyrrhenian alluvium; 5 - Flandrian alluvium.

a Capistrano (m 400), S. Costantino (m 450), Maropati (m 400), S. Cristina d'Aspromonte (m 450), Gallina (m 400), Monte Botte (m 350), Pentimele (m 350). Dopo la regressione eustatica si ebbe la trasgressione siciliana, attribuita all'interglaciale Mindel-Riss, con i giacimenti di Squillace (80-100 m), Ravagnese (75 m), nonché « l'estesa corona di terrazzi di abrasione esistente alle quote fra 80-120 m su tutta la costa calabra ». I 100 m rappresenterebbero pertanto la quota attuale del livello più basso raggiunto dalla regressione postcalabriana. Da ciò si deduce l'età siciliana della zona terrazzata di Villa S. Giovanni « che si estende su per giù a tali quote », e del grande conoide fra Villa S. Giovanni e Reggio, costituito da sabbie deltizie coperte dall'alluvione postsiciliana (fig. 165).

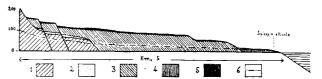



FIG. 165 — Sezione del conoide di Villa S. Giovanni secondo PATA (1953). 1 - formazioni presiciliane; 2 - sabbie fossilifere siciliane; 3 - sabbie deltizie; 4 - piana costiera attuale; 5 - alluvione post-siciliana e post-tirreniana; 6 - profilo della Fiumara di Catona.

— Section of the Villa S. Giovanni fan according to PATA (1953). 1 - Pre-Sicilian formations; 2 - Sicilian fossiliferous sands; 3 - Deltaic sands; 4 - Recent coastal plain; 5 - Post-Sicilian and Post-Tyrrhenian alluvium; 6 - profile of Fiumara di Catona.

Il Tirreniano è rappresentato dal lembo a Strombi di Ravagnese a q. 110.

PATA & IMBESI (1954) descrivono i « trubi » infrapliocenici di Capo Spartivento, poggianti alla base su un conglomerato a ciottoli cristallini e culminanti verso l'alto « con un potente strato di sabbie grossolane a *Flabellipecten flabelliformis* ». La formazione è data da un'alternanza di marne bianche in strati di 10-40 cm, con calcimetrie oltre

il 70%, ed « argille » azzurre in strati di 20-70 cm, con calcimetrie oltre il 50%. Da Capo Spartivento verso N lungo la costa jonica l'alternanza va attenuandosi nel senso di una prevalenza delle « argille ».

Per la Calabria meridionale jonica PATA (1955) ricorda le arenarie e conglomerati a Clipeastri, considerandoli come la parte finale regressiva del ciclo sedimentario iniziato col « flysch tardiorogeno » del presente lavoro e proseguito con le « argille scagliose » come è stato riassunto più addietro. Al di sopra seguono le argille tortoniane ed i calcari gessosi del Messiniano, in lembi discontinui in contrasto con la continuità del complesso sottostante. Un nuovo ciclo è formato dai sedimenti pliocenici, con piccoli lembi di conglomerati basali cui seguono marne bianche a foraminiferi in eteropia con le argille azzurre, ed infine sabbie « talvolta culminanti con una alluvione di colmata ».

IMBESI SMEDILE (1956) descrive la conca di Màmmola, o bacino del Tùrbolo, allo scopo di spiegare l'interruzione degli affioramenti dei conglomerati ed arenarie (= flysch tardiorogeno calabride) e delle argille scagliose (= Complesso Antisicilide), che porrebbe in forse la teoria del fenomeno di scollamento tettonico verificatosi secondo PATA (1955) « durante la regressione tettonica post-pliocenica » così da mettere a nudo le argille scagliose e portare verso la costa o addirittura in mare le formazioni sovrastanti. In questa zona le formazioni mioceniche e plioceniche sormontano la cresta delle formazioni cristalline « congiungendosi con le coeve » formazioni della vallata del Mèsima. Le formazioni mioceniche sono date da conglomerati di ciottoli cristallini con intercalazioni arenacee, da arenarie (Molassa a Clipeastri) e da calcari « a coralli o concrezionati », con potenze che ai Piani della Lìmina non superano nell'insieme i 100 m, passando con la stessa facies nella valle del Mèsima « dove però i conglomerati sono spesso assenti e comunque di poca potenza ». I terreni pliocenici sono dati da discontinui conglomerati, da marne ed argille lateralmente sostituentisi, « ed infine dalle sabbie astiane che rappresentano la colmata del ciclo pliocenico ». Ai Piani della Lìmina vi si sovrappongono depositi lacustri. I conglomerati pliocenici si distinguono bene da quelli miocenici perché nei primi prevalgono ciottoli appiattiti di filladi, nei secondi ciottoli arrotondati di granito. L'assetto attuale della conca di Màmmola sarebbe dato da sprofondamenti post-pliocenici e « dunque conseguenti anche a quella rapida emersione del Massiccio Calabro che ha determinato lo stile tettonico che si rileva nella rimanente parte della fascia jonica ».

PATA (1956) ritorna sulla sedimentazione in continuità di Siciliano e Tirreniano a Ravagnese, contrariamente alla regola generale che vede i depositi siciliani a quote più alte che non quelli tirreniani. La cosa si spiega secondo l'autore col fatto che i primi sono di facies più profonda che non quella litoranea dei secondi, tanto che la differenza media di quota fra i due depositi (70 m), dovuta al sollevamento, non avrebbe interamente compensato a Ravagnese la differenza di profondità ambientale. Una sezione messa a nudo da una frana in loc. Càfari ha permesso di rilevare al di sopra delle arenarie « langhiane » (= flysch tardiorogeno calabride) la successione di calcari a nullipore (1 m), sabbie fossilifere siciliane (0,8 m), puddinga grossolana a piccole Ostree (0,5 m), sabbie a *Siphonodentalium bifissum*, sabbie e ghiaie a *Loripes* con fauna tirreniana, alluvione continentale. Solo questi due ultimi livelli si ritrovano (fig. 166) nella prosecuzione del giacimento verso monte presso al Cimitero di Gallina, con il noto giacimento a *Strombus bubonius*.

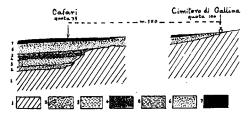



FIG. 166 — Sezioni di Contrada Càfari e del Cimitero di Gallina secondo PATA (1956). 1 - Miocene; 2 - Calcari a nullipore; 3 - sabbie a fauna siciliana; 4 - puddinghe; 5 - sabbie a *Siphonodentalium bifissum*; 6 - Sabbie e ghiaie con fauna tirreniana; 7 - alluvione post-tirreniana.

— Contrada Cafari and Gallina Cemetery sections according to PATA (1956). 1 - Miocene; 2 - corallinaceous limestone; 3 - sands with Sicilian fauna; 5 - sands with *Siphonodentalium bifissum*; 6 - sands and gravels with Tyrrhenian fauna; 7 - post-Tyrrhenian alluvium.

La guida della SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) ricorda per la zona di Stilo la successione postorogena trasgressiva sulle « argille scagliose » antisicilidi, direttamente senza l'interposizione dei post-antisicilidi (e tardiorogeni) Calcari a Briozoi. Alla base si hanno le mediomioceniche *arenarie a Clipeastri* con qualche banco conglomeratico, cui seguono *argille grigio-azzurre* più o meno sabbiose di attribuita età elveziano-tortoniana, e quindi un *conglomerato grossolano* di età pontica. Questo sfuma gradualmente in una molto meno cementata formazione di *sabbie conglomeratiche* grigiastre che rappresentano la base del Pliocene e sono seguite

dalle *marne bianche a foraminiferi* (o « trubi ») largamente estese anche direttamente sul flysch tardiorogeno calabride, come del resto anche la formazione sabbioso-conglomeratica sottostante. Seguono *sabbie biancastre* con ciottoli di trubi, quindi *argille marnose* in caratteristica alternanza di banchi bianchi e grigi, ed infine *sabbie giallastre* culminanti in *ghiaie e sabbioni terrazzati.* La successione comprenderebbe Pliocene e Quaternario.

La REGIONE SICILIANA (1961) pubblica uno studio geologico dello Stretto di Messina eseguito dal Servizio Geologico d'Italia, che riguarda la Calabria soprattutto per il Complesso Postorogeno fra Reggio e Villa San Giovanni. I depositi pliocenici sarebbero ben delimitati fra due superfici di abrasione, e sarebbero costituiti, alla base trasgressiva sul Cristallino e sui sedimenti miocenici, da un conglomerato da 0,5 a 10 m, passante ad un sedimento sabbioso-marnoso a globigerine, somigliante ai Trubi ma « è da presumere che esso corrisponda solo in parte al Pliocene inferiore e, per il resto, al Pliocene medio » in base a stime di spessore e di variazione laterale di facies, a detta degli autori. Interessanti intercalazioni: un livello di pomici bianche all'Èremo presso Reggio; 30 m di conglomerati grossolani ad *Ostrea cochlear* var. *navicularis* presso Musalà ad ESE di Villa San Giovanni. Verso E i Trubi vengono quasi completamente sostituiti da sabbie grossolane a stratificazione incrociata, e verso N addirittura da brecciole semicoerenti. Spessori da 50 a 100 m.

Sopra ai Trubi si hanno in netta discordanza i sedimenti calabriani, dati da conglomerati deltizi a N di Reggio, da sabbie e conglomerati litoranei a Sud. A quote di 350-450 m si hanno superfici terrazzate inclinate verso il mare, coperte da ciottoli e sabbioni rossastri.

Discordanti sul Calabriano si hanno terrazzi siciliani sabbioso-ciottolosi fino a 280 m di quota a S. Giovanni Rocco correlabili con Musalà (120-170 m), con Càfari (100-120 m), con Santori (50-70 m). Abbondanti microfaune si hanno ad Archi, Musalà, Santori. Depositi salmastri e lacustri sopra quelli marini si osservano a S. Francesco. Gli spessori dei depositi siciliani di solito non oltrepassano i 20 m. Depositi tirreniani si osservano presso il cimitero di Gallina ad oltre 100 m di quota, ed anche altri terrazzi fra 50 e 70 m presso Villa San Giovanni potrebbero essere tirreniani.

Alluvioni antiche terrazzate hanno fornito resti di mammiferi ad Archi e a Sud del Lazzaretto di Reggio, e si osservano piccoli lembi residui di terrazzi fluviali antichi.

Da RUGGIERI (1963) è possibile ricavare indicazioni sulla stratigrafia del Complesso Postorogeno a Benestare presso Bovalino in provincia di Reggio. Risulta che sulle argille scagliose del Complesso Antisicilide si hanno « sabbie elveziane più o meno calcarifere (= Complesso Post-antisicilide) in gran parte ricoperte dagli strati tortoniani, i quali d'altro canto si estendono sulle argille scagliose stesse » (SEGUENZA, 1879, in RUGGIERI, 1963). La successione postorogena comprende molasse gessifere con fossili epigenizzati da gesso macrocristallino, cui seguono verso l'alto argille grigio-azzurrastre alquanto sabbiose, talora con ricche macrofaune di età sicuramente tortoniana in cui « meritano di essere segnalati frammenti di Dasicladacee e piccole Alveoline » secondo un cenno di RUGGIERI & SPROVIERI (1964).

Per il territorio di Palizzi all'estremo Sud calabrese GUZZETTA (1964) descrive al di sopra dei terreni calabridi ed antisicilidi un ciclo sedimentario (v. addietro fig. 100) dato da un *orizzonte sabbioso-conglomeratico* molto discontinuo, potente al massimo poco più di una diecina di m, quindi *calcari marnosi e marne bianche ad Orbuline* potenti circa 100 m, ed infine *arenarie grossolane rossastre* poco coerenti. Il tutto sembra di età infrapliocenica ed affiora sulla costa con inclinazione 10° SSE, mentre verso monte « dislocati a varia quota ed allineati WSW-ENE si ritrovano sui rilievi diversi ordini di piccoli terrazzi sui quali poggiano dei lembi di terreni appartenenti alla stessa formazione ».

Per la zona Melicuccà-Sinòpoli-Oppido Mamertina-S. Cristina d'Aspromonte, a N dell'Aspromonte, COTECCHIA, TRAVAGLINI & MELIDORO (1969) descrivono una successione postorogena plio-pleistocenica di *argille e marne sabbiose* potenti fino a 130 m, direttamente trasgressive sul Cristallino con livelli basali a ciottoli ed a blocchi, gradualmente passanti verso l'alto a *sabbie* più o meno grossolane potenti fino a 180 m; il tutto troncato in discordanza da un'estesa superficie pianeggiante con una coltre di *conglomerati rossastri.* Ad origine fluvio-lacustre recente vengono riferiti i *conglomerati di S. Giorgio.*

ROMAGNOLI (1969) dà notizie su un affioramento di panchina litoranea nel massiccio dell'Aspromonte a quasi 1100 m di quota ad E di M. Engrisi, con tutta probabilità calabriano. Interessante l'osservazione che i depositi rossastri dei « pianalti » sono paleosuoli di carattere lateritico, insieme con la notizia che dei relativi profili sono conservati solo i livelli inferiori. Ancor più interessante la segnalazione che su tutto il territorio si stende una

coltre di cenere vulcanica nerastra, come deposito sommitale di potenza variabile da 4 a 25 m, fino a meno di 1 m sui Piani d'Aspromonte. Un livello argilloso a circa 2 m di profondità sta ad indicare un'interruzione del deposito tufaceo con alterazione pedogenetica. La morfologia delle vette al di sopra dei piani più elevati mostra forme arrotondate e mature, ben raccordate con la superficie di base che è quella dei 1300 m, al di sopra della quale le vette raggiungono dislivelli di 600 m (fig. 167). Lungo la linea di displuvio dal Montalto a Villa S. Giovanni si osserva la più completa serie di « ripiani terrazzati », in numero di 10.

cioè della probabile fase regressiva alla base del Tirreniano; che le quote di questo sono abbastanza note fino al massimo di 110 m di Ravagnese; che nel numero di oltre 60 terrazzi non altrimenti descritti e documentati sembra debbano rientrare anche i terrapieni dei vignaioli, altrimenti il conto non può in alcun modo tornare.

Letteratura successiva: Costa tirrena

De Fiore (1937) individuò quattro ordini di terrazzi tra Praia a Mare e Scalea, di età rispettivamente siciliana a 100 m di quota, milazziana

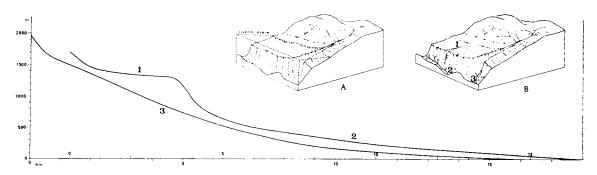



Fig. 167 — Profili longitudinali del Torrente Ferraina (1), del torrente Aposcipo (2), della Fiumara Buonamico (3), indicativi di differente evoluzione morfologica durante il sollevamento secondo Romagnoli (1969). Gli stereogrammi mostrano la stessa zona prima e dopo il sollevamento, secondo Romagnoli.

— Longitudinal profiles of Ferraina Torrent (1), Aposcipo Torrent (2) and Buonamico River (3), indicative of different morphological evolution during uplift according to Romagnoli (1969). Block-diagrams show the same area before and after uplift according to Romagnoli.

Per completezza si può infine ricordare la pubblicazione di Mortari (1972) che nelle Serre « tra Nardodipace, Serra S. Bruno, Soriano, Arena, Rosarno e Laureana di Borrello », ossia prevalentemente sul versante W, riconoscerebbe oltre 60 terrazzi di erosione marina fra il livello del mare ed i 1328 m di quota, con fortissime corrispondenze a quanto egli stesso ritroverebbe nel Lazio ed in parte nell'Appennino settentrionale e nel Peloponneso. Al di sotto dei 144 m s.m. Lazio e Calabria mostrerebbero 20 terrazzi a quote coincidenti fra le due regioni. Le disuniformità dei dislivelli fra i vari terrazzi dimostrerebbero la presenza di componenti orogenetiche, mentre in assenza di queste i terrazzi sarebbero intervallati a dislivelli corrispondenti ad una curva di limitata variabilità, e risulterebbero pertanto dovuti alla sola variazione del livello marino. Inserendo in questo quadro datazioni assolute già note dalla letteratura, l'autore conclude per una grande trasgressione marina culminata 270.000 anni or sono con un innalzamento del livello di base di circa 870 m. Si può osservare: che quella data è ritenuta piuttosto vicina all'inizio della grande glaciazione rissiana, e

a 50 m, tirreniana a 10-20 m, recente o attuale a 3 m. Pata (1947 b) segnala un giacimento a *Strombus bubonius* presso Vibo Valentia.

Nicotera (1959) rileva il versante settentrionale di M. Poro nel massiccio di Capo Vaticano, trovandovi trasgressivo sul Cristallino il Complesso Postorogeno (fig. 168) dato alla base da discontinui *conglomerati irregolari*, cui seguono *conglomerati e sabbie stratificati*, e quindi *sabbie ed argille sabbiose* contenenti i livelli lignitiferi dei due bacini di Conidoni e di Zungri, separati fra loro da una bassa dorsale del substrato cristallino. Seguono al di sopra *arenarie e sabbie giallastre*, e finalmente le *arenarie giallastre a Clipeastri* che rappresentano la prima formazione francamente marina, mentre le precedenti rappresentano ambienti transizionali di vario tipo. Le arenarie a Clipeastri sono caratteristicamente ricche di macrofossili e macroforaminiferi e raggiungono potenze superiori ai 150 m. Intercalati vi si rinvengono *calcari bianchi a lumachella* e *calcari coralligeni* potenti fin oltre 10 m. Tutte le formazioni sopra elencate sono attribuite al Tortoniano. Segue una serie di sedimenti del Miocene superiore con potenza massima comples-

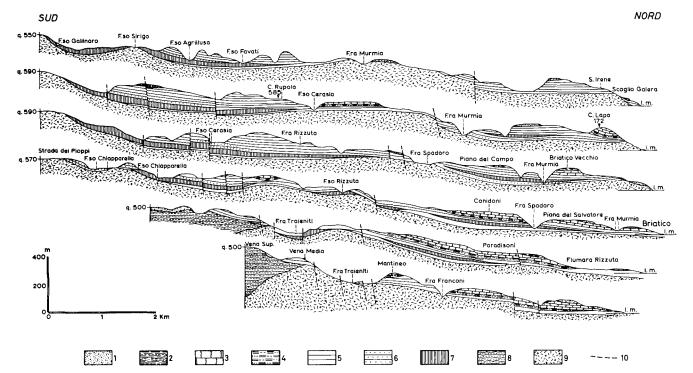



FIG. 168 — Profili geologici nel versante settentrionale di M. Poro secondo NICOTERA (1959). 1 - Conglomerati e sabbioni quaternari. 2 - Marne bianche a foraminiferi del Pliocene inf.; 3 - Calcari evaporitici messiniani; 4 - Argille marnose sarmaziano-tortoniane passanti a tripoli verso l'alto; 5 - Arenarie giallastre tortoniane; 6 - Arenarie grigiastre tortoniane; 7 - Sabbie argillose tortoniane con strati di lignite; 8 - Gneiss kinzigitici; 9 - Granodioriti; 10 - faglie.

— Geological profiles in North slope of Mt. Poro according to NICOTERA (1959). 1 - Quaternary conglomerates and sands; 2 - Lower Pliocene white foraminiferal marls; 3 - Messinian evaporite limestone; 4 - Messinian-Tortonian marly shales grading into tripoli upwards; 5 - Tortonian yellow sandstones; 6 - Tortonian grey sandstones; 7 - Tortonian shaly sands with lignite beds; 8 - Kinzigitic gneisses; 9 - Granodiorites; 10 - faults.

siva di una settantina di m, con *argille e marne foglìettate* tipo tripoli con *livelletti lignitiferi*, e poi *calcari concrezionati silicei.* Su tutte le formazioni precedenti sono trasgressive le *marne bianche a foraminiferi* (« trubi »), forse in parte da considerare ancora messiniane, ed un unico piccolo affioramento di *sabbie giallastre* astiane. La successione è completata dai depositi terrazzati di *ghiaie e sabbioni rossastri,* che costituiscono una spianata continentale scendente dal centro dell'altipiano fino a q. 530, dove si rilevano le prime tracce di terrazzi marini fra 530 e 500 m, per poi scendere attraverso dolci pendii fino ad un esteso e ben definito ordine di terrazzi fra 200 e 170 m, quindi con brusca interruzione di pendio al ben definito ordine di 120-80 m, ed infine con dislivello dapprima brusco e poi dolce all'ultimo ordine di terrazzi fra 40 e 30 m.

GRANDJACQUET (1961 a) mette in rilievo l'interessante problema di distinguere eventuali residui di erosione della falda cristallina a gneiss e graniti alla base delle Arenarie a Clipeastri, cosa non semplice perché i due livelli sono contigui, ed è dubbio quali siano in questi casi le dimensioni limite fra il fenomeno sedimentario ed il fenomeno tettonico di trasporto orogenico. A Nord di Sangineto la successione postorogena consta di conglomerati grossolani a ciottoli granitici e pegmatitici con enormi blocchi dello stesso tipo (fig. 169), di arenarie friabili, di argille azzurre e di terrazzamenti pliocenici e quaternari. Graniti e pegmatiti non risultano nelle vicine masse di gneiss granatiferi della fossa di Sangineto, e dunque i grandi blocchi « sono dei klippen sedimentari in posizione miocenica messi in posto da gigantesche correnti di torbida a partire da un massiccio cristallino ancora non identificato ».

NICOTERA (1963) riassume l'esposizione della geologia di M. Poro già data in NICOTERA (1959), dettagliando le condizioni dei due bacini lignitiferi di Conidoni e di Zungri contenuti nelle « argille

FIG. 169 — Sedimenti miocenici (2) giacenti trasgressivamente sul complesso degli « schistes lustrés » (1) ad E di Diamante secondo GRANDJACQUET (1961 a).

— Miocene sediments (2) transgressive above the « Schistes lustrés » complex (1) East of Diamante according to GRANDJACQUET (1961 a).

sabbiose grigio verdastre » immediatamente sovrastanti ai conglomerati basali tortoniani e sottostanti alle arenarie fossilifere pure tortoniane. Nel bacino di Conidoni è stato osservato un banco lignitifero di 70 cm, mentre nel bacino di Zungri sembrerebbe presente uno strato lignitifero di 1,80 m comprendente uno strato argilloso di qualche decimetro. Altri straterelli lignitiferi di pochi cm si alternano a straterelli di argille sabbiose nella formazione delle « argille marnose grigio-azzurrastre » sarmaziane sottostanti ai « calcari concrezionati silicei » (= Calcare di base) ed equivalenti al Tripoli.

Alle scarse conoscenze sui depositi postorogeni della costa tirrena contribuiscono SCANDONE & LIRER (1966) e LIRER, PESCATORE & SCANDONE (1967) che danno notizia di un terrazzo sabbioso fossilifero del Tirreniano II ad 8 m di quota poco a N di Scalea; su di esso poggia un livello continentale sabbioso-ghiaioso rosso di età würmiana, contenente un interessante livello piroclastico acido (« piroclastiti di Palinuro ») rintracciato anche tra Diamante e Capo Bonifati, presso la foce del Savuto, presso Capo Suvero, tra Briàtico e C. Vaticano (fig. 170), e poi nel Cilento ed in Sicilia. Questo livello e le sabbie rosse ad esso legate permettono di riconoscere come non più recenti del Tirreniano i depositi sottostanti e come versiliane od attuali le sovrastanti alluvioni delle piane costiere.

COMPAGNONI, CONATO, FOLLIERI & MALATESTA (1968) studiano le argille calabriane delle Fornaci S. Nicola presso la foce del Lao (a SE di Scalea). La successione calabriana appare data da sabbie argillose inferiori, argille azzurre visibili per 15 m

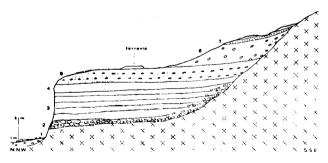



FIG. 170 — Sedimenti tirreniani e post-tirreniani presso Briàtico secondo LIRER, PESCATORE & SCANDONE (1967). 1 - granito; 2 - conglomerato basale; 3 - arenarie calcaree fossilifere; 4 - livello di arenarie ad aspetto « concrezionato »; 5 - sabbioni ciottolosi grigi; 6 - sabbie rosse grossolane; 7 - livello di piroclastiti.

— Tyrrhenian and post-Tyrrhenian sediments near Briatico according to LIRER, PESCATORE & SCANDONE (1967). 1 - granite; 2 - basal conglomerate; 3 - calcareous fossiliferous sandstones; 4 - « concretioned » sandstone level; 5 - grey pebbly sands; 6 - coarse red sands; 7 - pyroclastite bed.

di potenza, ed arenarie calcaree grossolane verso l'alto, ed è dislocata a 15° SW. Sopra una superficie di erosione si ha un complesso di 20-25 m di potenza a conglomerati e sabbie basali, quindi argille lacustri, ed infine sabbie e ghiaie arrossate sommitali. Poiché il complesso viene a formare un

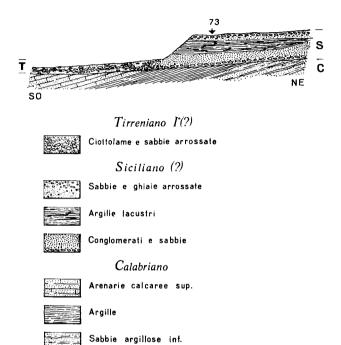



FIG. 171 — Schema stratigrafico della serie pleistocenica nella zona delle Fornaci di S. Nicola presso Scalea secondo COMPAGNONI, CONATO, FOLLIERI & MALATESTA (1968).

— Stratigraphic scheme of the Pleistocene series in Fornaci di S. Nicola area near Scalea, according to COMPAGNONI, CONATO, FOLLIERI & MALATESTA (1968).

ripiano terrazzato ben visibile in tutta la zona al di sopra dei 70 m di quota, vien giudicato riferibile al Siciliano (fig. 171). Un terrazzo più basso, a 35-45 m s.m., è dato da sedimenti ciottolosi e può essere riferito al Tirreniano I o al Milazziano.

BORTOLOTTI & PASSERINI (1969) segnalano strati gradati intercalati nella Molassa a Clipeastri di Belvedere Marittimo.

DAMIANI (1970 c) riprende in esame i terrazzi della zona fra Lao e Corvino nel versante tirreno della Catena Costiera Settentrionale, assieme con le risultanze di BLANC & CARDINI (1957), di BLANC & CARDINI (1958-61), di BRANCACCIO & VALLARIO (1968) e di altri lavori addietro citati, e conclude per la presenza di sette ordini di terrazzi, rispettivamente a 2 m riferibile al Versiliano, ad 8-10 m riferibile al Tirreniano II, a 20-23 m riferibile al Tirreniano I, a 25-110 m riferibile ad un generico Milazziano o ad un Siciliano II, a 50-310 m rife-

ribile ad un Siciliano I, a 210-330 m ed a 180-500 m contemporanei ai depositi del Calabriano marino.

Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972) studiano sulla costa tra la foce dell'Angìtola e Briàtico la distribuzione dei minerali pesanti (magnetite, ilmenite, granati, sillimanite, rutilo) fra cui i nucleari ortite, zircone e monazite (fig. 172). Gli autori concludono per una concentrazione in corrispondenza della linea di frangimento nelle coste in equilibrio od in formazione, e per una concentrazione fra questa linea e la battigia nelle coste in erosione: la differente distribuzione dipenderebbe dal fatto che nel primo caso i minerali pesanti sono forniti dalle stesse sabbie del fondo, mentre nel secondo caso provengono direttamente dalle formazioni cristalline della costa in erosione (fig. 173).

Letteratura successiva: Calabria in generale

Un quadro generale delle conoscenze sui depositi quaternari del versante jonico è dato da Selli (1962 a). Il Calabriano è per definizione caratterizzato dalla prima comparsa degli « ospiti nordici »

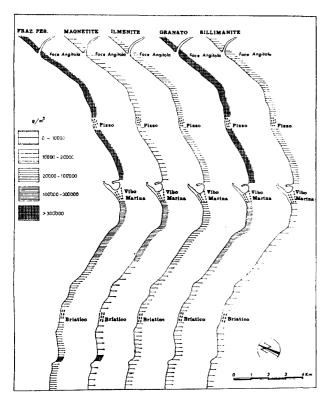



Fig. 172 — Profili di distribuzione media di alcuni minerali sul lato meridionale del Golfo di S. Eufemia secondo Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 a).

— Average distribution profiles of some minerals on the South side of S. Eufemia Gulf according to Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 a).

corrispondenti ad un raffreddamento climatico (la temperatura media risulterebbe di 25° per l'acqua marina superficiale nel Pliocene, di solo 15° talvolta per la base del Calabriano); nel corso di esso si verificarono tuttavia numerose oscillazioni climatiche nei due sensi, registrabili con lo studio delle microfaune e con l'analisi isotopica. Questo si osserva in continuità stratigrafica sul Pliocene

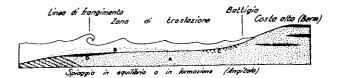
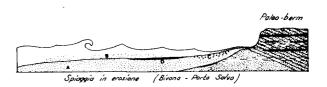



Fig. 173 — Posizione delle concentrazioni di minerali pesanti nei diversi tipi di costa del Golfo di S. Eufemia secondo Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 a). A - depositi di fondo; B - sabbie in sospensione; C - sabbia grossolana; D - concentrazioni di minerali pesanti.

— Position of heavy minerals concentrations in the different coast types of S. Eufemia Gulf according to Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 a). A - bottom deposits; B - suspended sands; C - coarse sand; D - heavy minerals concentrations.

nel Crotonese (come già visto per Le Castella) e nel Catanzarese (fig. 174). Nel Rossanese e nella valle del Crati il Calabriano è invece trasgressivo e rappresentato da conglomerati basali, da un forte spessore di argille talora con intercalazioni di sabbie vulcaniche, e verso l'alto da argille sabbiose e conglomerati, con faune di mare basso e spessori massimi perforati nella piana di Sìbari per 600 m. Nella Calabria meridionale son conosciuti secondo Gignoux (1913) affioramenti di conglomerati e sabbioni calabriani trasgressivi. Il Pleistocene inferiore continua dopo il Calabriano con depositi a faune « non tipiche », costituenti il piano Emiliano. Nella valle del Crati questo è rappresentato dalle argille e sabbie marine regressive e terminali in continuità sul Calabriano, mentre nel Crotonese le argille calabriane sono tagliate alla sommità da

una « trasgressione » che sembrerebbe più milazziana che emiliana. La ripresa dei depositi a faune « nordiche », molto simili a quelle calabriane salvo che per la percentuale di specie esistenti, rappresenta il piano Siciliano. Questo non è conosciuto nel versante jonico, ragion per cui l'autore pensa che ivi sia proseguita la regressione emiliana.

Il Pleistocene medio è rappresentato dai depositi conosciuti col controverso nome di Milazziano e caratterizzati da faune « non tipiche ». Nel Crotonese e nel Catanzarese le argille plioceniche e calabriane sono tagliate alla sommità da più ordini di terrazzi contrassegnati da « panchine », di cui nel Crotonese (fig. 175) i tre più elevati (230-140 m, 120-90 m, 80-60 m) sono faunisticamente riferibili al Milazziano, inteso come postsiciliano e pretirreniano (secondo Ruggieri, 1953). Ciò indicherebbe la possibilità di oscillazioni glacioeustatiche anche durante un periodo di clima temperato-caldo.

Il Pleistocene superiore inizia con depositi a faune « tipiche » di clima caldo (faune a *Strombus bubonius*) ed è rappresentato da panchine « trasgressive » su terreni più antichi a quote da 1-2 m fino a 110 m a Ravagnese (Reggio Calabria). Nel Crotonese la panchina del terrazzo immediatamente sottostante (m 40-20) contiene *Spondylus gaederopus* e *Lithodomus* di grandi dimensioni, indicativi delle stesse condizioni climatiche: sembrano pertanto esistere le due spiagge tirreniane note altrove nel Mediterraneo. Altri due terrazzi si hanno a 15-5 m e ad 1-0 m.

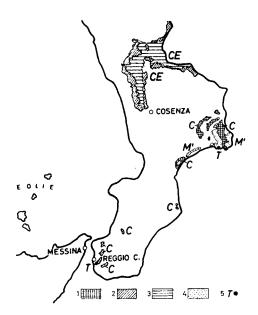



Fig. 174 — Schema del Quaternario marino del versante jonico della Calabria secondo Selli (1962 a). 1 - Calabriano (C) in continuità sul Pliocene; 2 - Calabriano e probabilmente Emiliano (CE) trasgressivi e prevalentemente argillosi; 3 - Calabriano ed Emiliano (CE) trasgressivi e coperti da alluvioni recenti; 4 - « Milazziano » (M') con calcareniti organogene, sabbie e « panchina »; 5 - Calcareniti e « panchina » trasgressive del Tirreniano (T).

— Scheme of marine Pleistocene on the Ionian side of Calabria according to Selli (1962 a). 1 - Calabrian terrains (C) continous over Pliocene ones; 2 - Calabrian and probably Emilian (CE) transgressive prevailing shales; 3 - Calabrian and Emilian (CE) transgressive terrains covered by Recent alluvium; 4 - « Milazzian » (M') organogenic calcarenites, sands and « panchina »; 5 - Tyrrhenian (T) transgressive calcarenites and « panchina ».

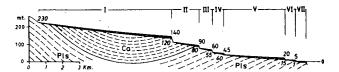



Fig. 175 — Terrazzi marini quaternari del Crotonese meridionale secondo Selli (1962 a). Pls - argille del Pliocene superiore; Ca - argille del Calabriano; nero - panchine dei terrazzi « milazziani » (I-III), tirreniani (IV-V), tirreniani e più recenti (VI-VII).

— Pleistocene marine terraces of southern Crotone Basin according to Selli (1962 a). Pls - Upper Pliocene shales; Ca - Calabrian shales; black - « panchina » of « Milazzian » (I-III), Tyrrhenian (IV-V), Tyrrhenian or younger (VI-VII) terraces.

Per quanto riguarda la « trasgressione » (a questo proposito v. Ogniben, 1969, p. 655) all'inizio del Milazziano, l'ampiezza e l'irregolarità del fenomeno sembrerebbero farne una trasgressione tettonica o meglio isostatica, anziché glacioeustatica.

Selli (1962 b) accenna al « Mesoautoctono e neoautoctono miocenico calabrese », composto dalla *Molassa a Clipeastri* dell'Elveziano medio-superiore, dalle *Marne argillose* dell'Elveziano superiore-Tortoniano-Messiniano basale, e dalla *Formazione gessoso-solfifera* del Messiniano inferiore. Esso « è generalmente seguito verso l'alto da altre formazioni in serie continua e regolare fino al Calabriano ». Al margine occidentale della Piana di Sibari la Molassa e le Marne argillose sarebbero comprese fra le coltri cristalline (= Complesso Calabride) e quella nordcalabrese (= Complesso Liguride) sottostanti e quella rossanese (= Complesso Crotonide) sovrastante, e pertanto in giacitura mesoautoctona, come pure fra Caloveto e Rossano Càlabro dove la successione è interposta fra un lembo di terreni caotici prevalentemente fliscioidi (= Eocene della Falda di Longi) e la coltre rossanese (= Complesso Crotonide). « La giacitura paleoautoctona si presenta invece in qualche punto del Rossanese, ma soprattutto nel Crotonese (zona di Stróngoli-Cirò). Infine la giacitura neoautoctona compare in quasi tutta la restante Calabria ».

In una messa a punto riassuntiva delle conoscenze sulla trasgressione mediopliocenica Roda (1966) accenna al Bacino Crotonese dove « su una superficie

non completamente spianata si poterono formare dei bacini lagunari parzialmente separati dal mare da barre sabbioso-ghiaiose prodotte dall'abbondante apporto terrigeno proveniente dalle aree in fase di sollevamento. Le Argille marnose di Spartizzo rappresentano appunto il deposito formatosi entro una laguna, mentre il Membro di Pedalacci rappresenta la barra sabbioso-ghiaiosa che separava la laguna dal mare aperto. L'accentuarsi della fase di subsidenza determinò in un secondo tempo l'invasione da parte del mare anche dell'area lagunare, con la sedimentazione del Membro di Barretta, laterale e sovrastante a quello di Pedalacci, e successivamente delle Argille marnose di Cutro ». Per la Calabria meridionale lo schema della successione postorogena è dato da « un conglomerato, seguito da marne bianche a globigerine (trubi) e quindi da calcareniti bianche in grossi banchi di età infrapliocenica. In discordanza al di sopra dei sedimenti infrapliocenici si trova una successione prevalentemente sabbioso-siltosa, con lenti di argille marnose azzurre, che costituisce un intero ciclo sedimentario. La microfauna contenuta nelle lenti di argille marnose affioranti nella zona di Locri è caratterizzata da foraminiferi ad habitat freddo, tra i quali *Hyalinea balthica* ». La trasgressione mediopliocenica sembrerebbe dovuta a movimenti tettonici localizzati, non ad epirogenesi od eustatismo, e sembrerebbe estendersi fino al Pleistocene inferiore.

In un altro lavoro a carattere generale RODA (1967 b) riassume i caratteri del ciclo pliopleistocenico del versante jonico tra Rossano e Botricello (fig. 176). Per il Crotonese ricorda che sul substrato infrapliocenico piegato e profondamente eroso trasgrediscono la lagunare *Marna argillosa di Spartizzo* e la litoranea *Molassa di Scandale* cui seguono la decisamente marina *Argilla marnosa di Cutro*, nella parte alta della quale si ha il passaggio al Calabriano, e la regressiva *Molassa di S. Mauro*. Nella zona Cirò-Rossano affiora lungo la costa un ciclo di *conglomerati basali*, *argille marnose* e infine *sabbie e conglomerati* regressivi, il tutto di età calabriana. Sondaggi lungo la costa permettono di riconoscere sottostanti e concordanti depositi del Pliocene superiore e medio, dimostrando la limitatissima estensione della trasgressione calabriana.

OGNIBEN (1969) riassume le caratteristiche della successione postorogena nel Crati, con lo schema tipico a molasse ed argille marnose tortoniane, depositi terrigeno-evaporitici messiniani, argille marnose infraplioceniche, ciclo suprapliocenico-calabriano a conglomerati e sabbie, quindi argille e infine conglomerati, per finire con i terrazzi marini e fluviali. Da Rossano a Cirò vien ricordata l'interposizione basale di livelli eluviali mediomiocenici e lo sviluppo di facies marino-normali nel Messiniano, oltre alla mancanza dei sedimenti inframediopliocenici. Nel Crotonese invece sopra la classica successione medio-supramiocenica si sviluppa una complessa successione con un ciclo infrapliocenico caratterizzato all'apice da una formazione molassica peculiare al Bacino Crotonese, seguito da un ciclo medio-suprapliocenico-pleistocenico a sedimentazione continua nel centro del bacino e con accenno ad oscillazione suprapliocenica verso i margini; seguono infine i depositi dei terrazzi. La sedimentazione medio-supramiocenica continua con aspetti tipici verso Sud nella costa jonica, con sviluppo della facies di trubi nel Pliocene inferiore e

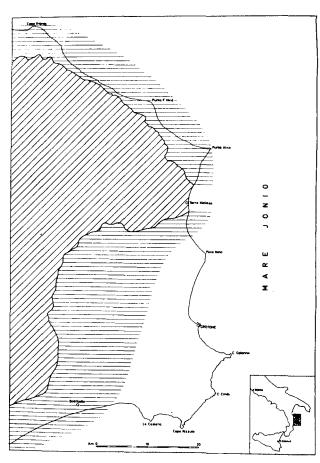



FIG. 176 — Distribuzione dei depositi trasgressivi del Pliocene medio-superiore e Pleistocene inferiore sul versante jonico della Sila secondo RODA (1967 b). Tratti obliqui - area dove i detti depositi mancano; tratti orizzontali - area dove sono trasgressivi; bianco - area dove sono probabilmente continui sul Pliocene inferiore.

— Distribution of Middle - Upper Pliocene and Lower Pleistocene transgressive sediments on the ionian Sila slope according to RODA (1967 b). Skew stripes - area where said sediments are absent; horizontal stripes - area where they are transgressive; white - area where they are probably continuous on Lower Pliocene.

con più o meno sviluppati depositi ciclici calabriani. Per la costa tirrenica la tipica successione medio-supramiocenica-infrapliocenica (a trubi) risulta coperta al Capo Vaticano da un complesso sabbioso-ghiaioso intagliato da quattro ordini di terrazzi marini.

Di carattere generale è anche il riassunto delle formazioni plioceniche della costa jonica (RODA, 1970), caratterizzate dai due cicli sedimentari infra-mediopliocenico a relativamente alto contenuto complessivo di carbonato di calcio, e plio-pleistocenico più accentuatamente detritico, con interposta una lacuna essenzialmente dovuta ad una fase di piegamento. Il primo ciclo comprende argille marnose azzurre nel Bacino del Crati, marne argillose azzurre e molasse nel Bacino Crotonese, marne calcaree a globigerine (trubi) e marne azzurre sul bordo jonico della Serra S. Bruno e dell'Aspromonte e nel Bacino del Mèsima. Nella stretta di Catanzaro questa successione è presente con sviluppo tipico lungo il bordo meridionale della

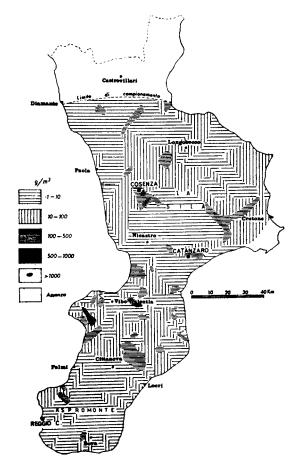



FIG. 177 — Distribuzione areale dello zircone alluvionale in Calabria secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Areal distribution of alluvial zircon in Calabria according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

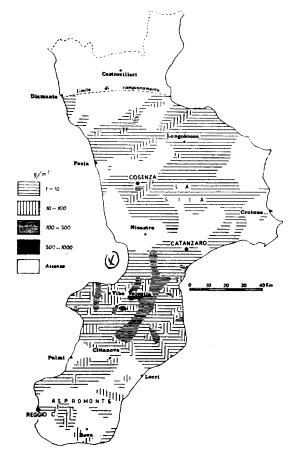



FIG. 178 — Distribuzione areale della monazite alluvionale in Calabria secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Areal distribution of alluvial monazite in Calabria according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

stretta verso le Serre, mentre lungo il bordo settentrionale verso la Sila dà luogo ad una potente formazione conglomeratica indicante l'emersione di una soglia che nel Pliocene inferiore separava il bacino sud-occidentale dei trubi da quello nord-orientale delle marne argillose.

Il secondo ciclo comprende conglomerati e sabbie e poi argille marnose a microfaune supraplio-

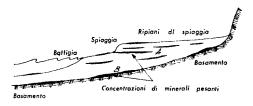



FIG. 179 — Tipi di possibili concentrazioni di minerali pesanti alla base dei depositi marini costieri in Calabria secondo BRONDI, FERRETTI, MASPERONI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1971).

— Possible heavy minerals concentration types underneath marine coastal deposits in Calabria according to BRONDI, FERRETTI, MASPERONI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1971).

ceniche e calabriane nel Crati; argille marnose lagunari, molasse ed argille marnose mediopliocenico-calabriane nel Crotonese; calcareniti, argille sabbiose, sabbie e conglomerati di età calabriana nella stretta di Catanzaro; argille sabbiose o sabbie calabriane ai due bordi della Serra S. Bruno e verso le coste dell'Aspromonte.

FIG. 180 — Distribuzione dello zircone alluvionale nella Sila centrale secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Distribution of alluvial zircon in central Sila according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

RODA (1971) riassume il quadro delle formazioni mioceniche della Calabria, fra le quali la successione postorogena di arenarie e conglomerati, argille marnose e Serie Solfifera sembra riferibile all'intervallo Tortoniano-Messiniano.

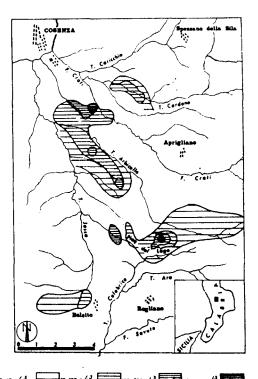
BRONDI, FERRETTI, MASPERONI, ANSELMI, & BENVEGNÙ (1971) e BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b) descrivono lo studio dei minerali pesanti delle alluvioni attuali della Calabria, attuato con una maglia teorica di 5 km, e specialmente dello zircone (fig. 177) e della monazite (fig. 178). Le concentrazioni più importanti sono costituite dai placers costieri (fig. 179) delle spiagge di M. Poro (v. addietro BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ, 1972 a). Fra le concentrazioni interne predominano quella fluvio-lacustre a zircone del Mucone, dovuta a variazione di pendio sotto forma di piccoli bacini colmati lungo il corso d'acqua (fig. 180); quella fluvio-lacustre di Pian del Lago nell'alto bacino del Crati a monazite (fig. 181) e zircone (fig. 182), dovuta alla brusca variazione di competenza del corso d'acqua immissario in corrispondenza del conoide lacustre; quella alluvionale a monazite (fig. 183) e zircone (fig. 184) del bacino del Marepòtamo dovuta a variazione di pendio dell'alveo. Sono segnalati inoltre la sillimanite alluvionale delle aree kinzigitiche (fig. 185) e lo xenotimo della Sila centrale (fig. 186). La mancanza di consistenti placers alluvionali è attribuita al carattere giovanile del sistema idrografico che convoglia al mare materiali grossolani che non hanno ancora liberato i singoli cristalli di minerali pesanti.

BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972) descrivono

FIG. 181 — Distribuzione della monazite alluvionale nell'alta valle del Crati secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Distribution of alluvial monazite in the upper Crati valley according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

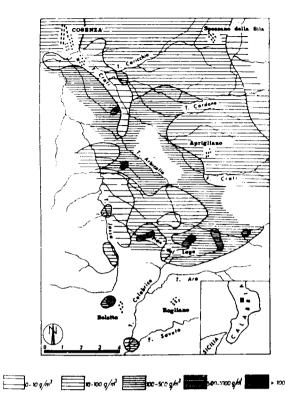



FIG. 182 — Distribuzione dello zircone alluvionale nell'alta valle del Crati secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Distribution of alluvial zircon in the upper Crati valley according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

monazite; le apliti per lo zircone; le pegmatiti per lo zircone e soprattutto monazite in quantità superiori ai precedenti; tutti i contatti fra masse intrusive e fra queste e metamorfiti incassanti sono caratterizzati da fortissimo aumento di zircone e soprattutto monazite; le magmatiti non mostrano arricchimenti; le kinzigiti delle Serre mostrano altissimo contenuto in monazite.

Letteratura successiva: la geomorfologia di GUÉRÉMY (1972)

Questo autore produce una recentissima guida d'escursione geomorfologica della Calabria centrale e settentrionale, molto interessante perché tratta un tipo di problemi estremamente necessario alla comprensione della geologia della regione e trascurato degli studi recenti, ma purtroppo anche deludente per la superficialità metodologica e logica con cui questi problemi vengono trattati. Le scienze geologiche stanno bensì uscendo dal sottosviluppato stadio qualitativo degli inizi, ma certamente ciò non può avvenire attraverso le affermazioni poco o niente motivate.

L'autore nota opportunamente che la reviviscenza degli studi sul Quaternario dell'Italia meridionale riguarda soprattutto il Quaternario marino, mentre

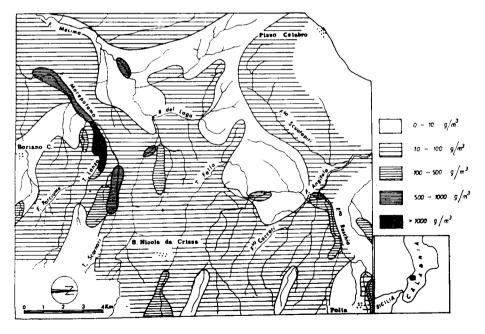



FIG. 183 — Distribuzione della monazite alluvionale nei bacini dell'Angìtola, Mèsima e Marepòtamo secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Distribution of alluvial monazite in the Angitola, Mesima and Marepotamo rivers basins according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

i vari abiti morfologici della monazite alluvionale distribuita come in fig. 187, e dello zircone alluvionale distribuito come in fig. 188, e mettono in relazione i vari minerali con le rocce madri del Cristallino come segue: le granodioriti si segnalano per la quantità di zircone; le quarzomonzoniti per la

vengono quasi ignorati altri metodi quali la stratigrafia delle formazioni continentali, la neotettonica, la pedologia e la preistoria. Per il Quaternario marino (fig. 189) ricorda la sua continuità sul Pliocene e la sua delimitazione basale mediante le faune fredde. All'inferiore piano *Calabriano* segui-

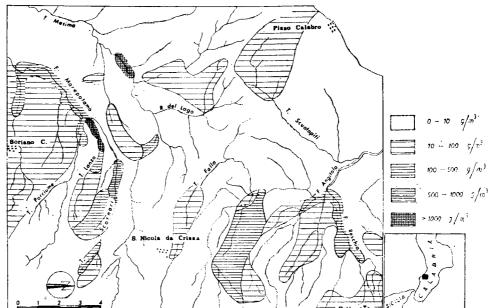



FIG. 184 — Distribuzione dello zircone alluvionale nei bacini dell'Angìtola, Mèsima e Marepòtamo secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Distribution of alluvial zircon in the Angitola, Mesima and Marepotamo rivers basins according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

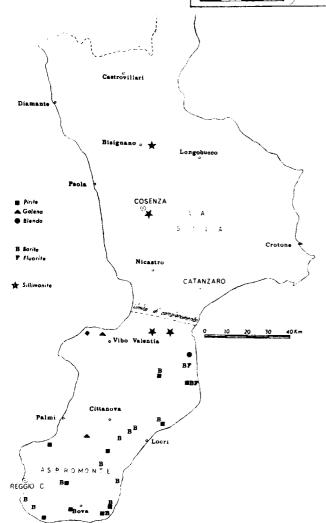



FIG. 185 — Indizi di mineralizzazione nella Calabria meridionale sulla base della prospezione mineralogica alluvionale secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Mineralization indications on the basis of alluvial mineralogical prospection according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

rebbe l'*Emiliano* a faune banali, che però potrebbe esser fatto risalire a differenze di facies e comunque non sembrerebbe esistere in Calabria. Il Siciliano definito come « formazione a fauna fredda discordante sul Calabriano » non si distingue faunisticamente da questo, e probabilmente mancherebbe in Calabria. Un successivo piano a faune banali o « *Milazziano* » può comprendere i giacimenti intermedi fra quelli a faune fredde e quelli a faune

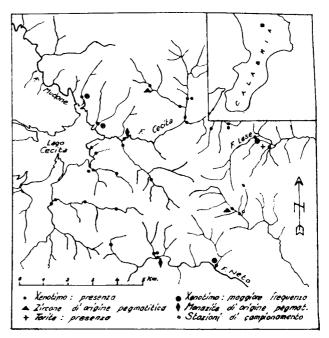



FIG. 186 — Distribuzione dello xenotimo alluvionale nella Sila centrale secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

— Distribution of alluvial xenotime in central Sila according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

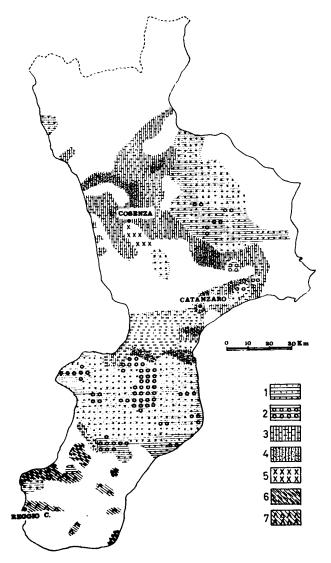



FIG. 187 — Distribuzione della monazite alluvionale a diverso abito morfologico secondo BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972). *Monazite di origine granitica*: 1 - euedrale di piccole dimensioni, color arancio; 2 - euedrale di grandi dimensioni, color arancio; *origine kinzigitica e gneissica*: 3 - tondeggiante di piccole dimensioni, color giallo arancio; 4 - tondeggiante di dimensioni medio-grandi, color giallo arancio; *origine pegmatitica*: 5 - solidi di sfaldatura di grandi dimensioni, color arancio opaco; *monazite dell'Aspromonte*: 6 - euedrale di piccole dimensioni, color giallo-bianco; 7 - forme appiattite di dimensioni medie, color giallo tenue.

— Distribution of alluvial monazite with different morphological habit according to BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972). *Monazite of granitic source*: 1 - euhedral of little size, colour orange; 2 - euhedral of fair size, colour orange; *kinzigitic and gneissic source*: 3 - roundish of little size, colour orange yellow; 4 - roundish of middle-large size, colour orange yellow; *pegmatitic source*: 5 - cleavage solids of large size, colour opaque orange; *monazite from Aspromonte*: 6 - euhedral of little size, colour white-yellow; 7 - flat shapes of middle size, colour weak yellow.

tropicali, ma resta sempre presente la probabilità che si tratti solo di facies estremamente litoranee del Calabriano. Il piano a faune tropicali o *Tirreniano* è stato segnalato con giacimenti a *Strombus bubonius* solo nella terrazza a 45-55 m del Crotonese ed in quella di 110 m a Ravagnese presso Reggio; sarebbe probabile però la sua esistenza anche sotto forma di altri ristretti resti di spiaggia a 20 e ad 8 m di quota.

Il Quaternario continentale esiste come ghiaie e conglomerati, ma talora anche come marne (bassa valle del Lao, graben di Sìbari), di calcari lacustri (Ponte di Virtù presso Castrovìllari) e di travertini (vallata del Coscile). Le sole formazioni ben databili sono quelle del *Villafranchiano* inteso come Calabriano continentale, in quanto si raccordano con quello marino, quelle del bacino del Mèrcure (*Mindel-Riss* e *Riss*) e quelle del *Würm* mediante le industrie levalloisiano-musteriane di Palinuro. Nel graben del Crati a S di Cosenza si vedono « formazioni ghiaiose fluviali far passaggio lateralmente e verso il basso al Calabriano marino della riva orientale del Crati a valle di Cosenza ».

Importante la distinzione delle formazioni quaternarie in base all'alterazione. Per le formazioni a materiale cristallino si distingue ove risparmiato dall'erosione un *orizzonte argilloso rosso* Bt a dominante caolinite; i sottostanti orizzonti C mostrano dapprima una *zona a ciottoli quarzosi in matrice sabbioso-argillosa variegata*, con i ciottoli granitici ridotti a fantasmi e quelli gneissici ed ofiolitici completamente alterati, mentre la caolinite è ancora dominante; questo tipo d'alterazione è caratteristico del Villafranchiano di Piane Crati (Cosenza), del Siciliano (?) di Vena (Catanzaro) e del Mindel (?) di Torano Castello. I depositi più recenti mostrano orizzonti B meno spessi e meno ricchi in caolinite e degli orizzonti C con ciottoli di granito e di gneiss alterati ma consistenti al punto da poter essere staccati con la mano, con pochi veri « fantasmi »: è difficile distinguere qui fra Riss e Würm. I depositi olocenici mostrano alterazione debole o nulla.

Per le formazioni a materiale calcareo si distingue l'incrostamento (o cementazione) spesso e resistente nelle formazioni villafranchiane e nelle formazioni marine e continentali immediatamente successive. I sedimenti del Mindel-Riss e del Riss del bacino del Mèrcure sono incrostati solo a banchi discontinui entro la massa ciottolosa. Le ghiaie gialle würmiane (fra Castrovìllari e Frascineto) sono incrostate solo per un piccolo spessore superficiale. Al di sopra delle *zone incrostate* si ha spesso una *zona di alterazione argillosa* a dominante caolinite con festoni di ciottoli quarzosi residuali e tasche d'alterazione verso la sottostante zona dei ciottoli calcarei. Questa zona è frequente-

FIG. 188 — Distribuzione dello zircone alluvionale a diverso abito morfologico secondo BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972). *Zircone di origine granitica*: 1 - euedrale piccolo in prismi ditetragonali con piramide smussata, colore rosa; 2 - euedrale grande in prismi ditetragonali con piramide acuta, colore rosa; 3 - come sopra, di dimensioni medie; *provenienza granodioritica e quarzomonzonitica* (M. Poro): 4 - euedrale grande con prismi ditetragonali a piramide smussata, con variabile presenza di individui piramidali tondeggianti, color rosa; 5 - come sopra, di dimensioni medie; 6 - grandi dimensioni con prisma ridotto e piramide sviluppata e smussata, color violetto o giallo opaco; *origine aplitica* (Sila occidentale): 7 - euedrale molto piccolo, trasparente, color rosa; *origine kinzigitica*: 8 - tondeggiante, dimensioni piccole e medie, incolore, talora opaco; 9 - tondeggiante di grandi dimensioni, trasparente, colore rosa-violetto; *origine pegmatitica*: tondeggiante, molto grande, color giallo torbido; *origine filladica*: 11 - euedrale molto piccolo con piramide molto smussata, color bianco trasparente; *provenienza dall'Aspromonte*: 12 - piccolo ditetragonale con piramidi acute molto sviluppate, color violetto; 13 - simile al precedente con spigoli più smussati; 14 - simile ai precedenti con dimensioni maggiori; *provenienza sedimentaria*: 15 - tipo misto.

— Distribution of alluvial zircon with different morphological habit according to BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972). *Zircon of granitic source*: euhedral, little, in ditetragonal prisms with blunted pyramid, colour rose; 2 - euhedral large, in ditetragonal prisms with acute pyramid, colour rose; 3 - as above, middle size; *granodioritic and quartz-monzonitic source* (Mt. Poro): 4 - euhedral, large, in ditetragonal prisms with blunted pyramid, with variable amount of roundish pyramidal grains, colour rose; 5 - as above, middle size; 6 - large sized grains with reduced prism and well developed blunted pyramid, colour violet or opaque yellow; *aplitic source* (western Sila): 7 - euhedral very little, transparent, colour rose; *kinzigitic source*: 8 - roundish little and middle size, colourless sometimes opaque; 9 - roundish, large size, transparent, colour rose-violet; *pegmatitic source*: 10 - roundish very large, colour turbid yellow; *phyllitic source*: 11 - euhedral very little with very blunted pyramid, colour transparent white; *Aspromonte source*: 12 - little, ditetragonal with well developed acute pyramids, colour violet; 13 - as above with more blunted edges; 14 - as above with larger sizes; *sedimentary source*: 15 - mixed types.

mente scomparsa per erosione, ed è molto spessa sia nel Calabriano che nelle due serie di depositi immediatamente successivi (Siciliano ?, Mindel ?), ragion per cui questi depositi si distinguono bene dai successivi (Riss ?, Würm). Doline sono scavate alla superficie delle brecce più antiche.

I metodi neotettonici nello studio del Quaternario si basano sugli importanti *movimenti verticali* succeduti alle spinte tangenziali mioceniche o premioceniche (fig. 190). Il Calabriano si ritrova a più di 1000 m a NE di Castrovìllari (spianata delle Serre), a 650 m a N di Cassano allo Jonio, a più di 500 m a NW del graben del Crati ed a più di 650 m a S di Cosenza, a 400 m al Timpone Murgie nel Crotonese e a 500 m a Girifalco; esso mostra sinclinali a largo raggio nella Piana di Sìbari, nella bassa valle del Lao e nel Crotonese. La principale *fase di deformazione per faglie* è postcalabriana, con successivi depositi discordanti non databili, forse di clima freddo (Mindel ?). Anche questi sono dislocati come nel caso della faglia del Pollino, con successiva deposizione di brecce meno consolidate (Riss ?) e deformazioni post-rissiane sono note nel bacino del Mèrcure.

Un altro metodo di studio prende in considerazione le forme di erosione, e fra queste spicca una

		marin	Continental
HOLOCENE			
PLEISTOCENE	Pléistocène récent ou supérieur	Tyrrhénien	Würm
	Pléistocène moyen	"Milazzien"	Riss Mindel
	Pléistocène ancien ou inférieur	Sicilien	Villafranchien Günz
		Calabrien	
PLIOCENE	Pliocène terminal		

FIG. 189 — Schema cronologico del quaternario calabrese secondo GUÉRÉMY (1972).

— Chronological scheme of Calabria Quaternary according to GUÉRÉMY (1972).

spianata fondamentale, estesa da Bocchigliero a 1000 m all'Est e Sud Est della Sila, discendente nella Sila Piccola dalla strada di Sìmeri a Zagarise e dalla strada di Catanzaro a Taverna; essa si eleva fino al massiccio di M. Femmina morta a 1700 m e se ne ritrova un frammento a 1800 m ad E di M. Botte Donato. La superficie è evidentemente posteriore ai grandi accavallamenti del Cristallino ed è anteriore ai più antichi depositi che la ricoprono; l'autore ritiene che questi siano rappre-

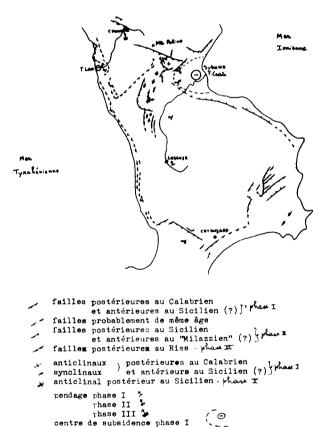



Fig. 190 — Schizzo delle principali deformazioni quaternarie secondo Guérémy (1972).

— Schetch map of main Pleistocene deformations according to Guérémy (1972).

sentati dall'Oligomiocene della Sila Piccola, che inizia con lo Stampiano superiore dei calcari nummulitici di Tiriolo: la spianata fondamentale sarebbe pertanto paleogenica. Spianate più recenti troncherebbero l'Oligomiocene in corrispondenza della trasgressione del Tortoniano, nonché in continuità coi depositi lacustri quaternari di clima freddo del lago di Cecita e con i conoidi wurmiani del Pollino, in discordanza sui depositi calabriani del graben di Sìbari. Altre spianate si trovano a terrazzi sul versante tirreno della Calabria settentrionale e della Catena Costiera e sul versante settentrionale del graben di Catanzaro, mentre ne è totalmente sprovvisto il graben del Crati: sembrerebbe probabile che si tratti sempre della spianata paleogenica poiché la continuità dei movimenti tettonici durante il Neogene ed il Quaternario avrebbe impedito la formazione di spianate generalizzate ad essa posteriori.

Lo studio delle forme d'accumulo mostra *superfici di riempimento* nelle piane costiere o nei graben dell'interno. Quelle *marine* sono dei « terrazzi costruiti » come quelli del Crotonese a panchina e quelli di Cirò e della piana di Sìbari a ciottoli talora cementati. Nel versante tirreno si osservano allo sbocco del F. Oliva, nella bassa vallata del Lao e verso W nel graben di Catanzaro. Quelle *continentali* sono date dalle alluvioni litoranee, dalle terrazze fluviali, dai grandi conoidi del Pollino e del versante N del graben di Catanzaro.

Pertanto, lo studio dell'evoluzione geomorfologica della Calabria dovrebbe secondo l'autore partire dalla *spianata fondamentale paleogenica*, deformata nel Miocene medio da sole faglie nella Calabria centrale e dallo scivolamento dell'unità di Verbicaro (= Complesso Panormide) nella Calabria settentrionale; seguirebbe una fase di erosione precedente alla *trasgressione tortoniana*, che riesumerebbe parte della spianata paleogenica; la *trasgressione miopliocenica* (= infrapliocenica ?), continentale alla base e verso monte, fossilizzerebbe altri elementi morfologici; la *trasgressione suprapliocenica* farebbe altrettanto; la *fase di distensione postcalabriana* avrebbe provocato la formazione delle principali scarpate dei massicci calcarei settentrionali, del margine E della Sila e di una parte del margine E della Catena Costiera, nonché il sollevamento generale di questi tre massicci; una successiva serie di *fasi di erosione e di colmata quaternaria* si spiegherebbe con le variazioni glacioeustatiche ma anche con movimenti tettonici.

Nel successivo dettaglio dei vari itinerari, Guérémy descrive profili d'alterazione medio-pleistocenici fra Rossano e Corigliano, nonché il conglomerato continentale rosso alla base del Tortoniano, che risulta un'alterite del tipo dei suoli ferruginosi tropicali o degli orizzonti profondi dei suoli lateritici. La scarpata che separa qui la Sila cristallina e mesozoica dai depositi neogenici sarebbe « un frammento della superficie di spianamento premiocenica flessurata ». Altro elemento di questa superficie sarebbe la Piana dei Venti, fra 500 e 750 m. Verso Bocchigliero si ritrova una spianata divisa in due gradini rispettivamente a 1300 m e più e verso

1000 m « con formazioni ciottolose analoghe a quelle che nella Falda di Cariati sono sormontate da argille elveziane, e pertanto senza dubbio equivalenti all'Oligomiocene del Sud-Est della Sila e della Catena Costiera. Lo spianamento sarebbe pertanto anteriore all'Oligomiocene, e la Falda di Cariati sarebbe una parte della copertura di questo spianamento, tagliata dall'erosione e scivolata verso Est. Pertanto l'età dello spianamento di Bocchigliero è determinabile ». No comment!

Sui graniti di San Giovanni in Fiore si ha alterazione a caolinite in superficie, che in profondità va diminuendo rispetto alla montmorillonite; in un campione è stata trovata anche gibbsite. La spianata fondamentale è conservata raramente a causa dell'erosione, con morfologia a « pays troué » dove è conservata la zona degli sferoidi d'alterazione, a blocchi granitici e con filoni aplitici o microgranitici in rilievo; con morfologia a « pays pourri » dove è conservata la zona dei sabbioni d'alterazione, a calanchi e colmate di fondovalle.

La superficie di spianata premiocenica scende dolcemente verso il mare a partire dagli oltre 1000 m di San Giovanni in Fiore fino a sparire sotto il Miocene ai 500 m. Verso Altilia due ordini di terrazzi fluviali dimostrano la cattura da parte del Lese del F. Neto che originariamente si dirigeva verso il basso corso del Tàcina. Si arriva verso il mare ai terrazzi marini a panchina del Crotonese; il più antico a 200 m mostra direttamente sulle argille azzurre calabriane la panchina protetta mediante un livello marnoso impermeabile dall'alterazione che ha prodotto in superficie dei sabbioni rubefatti dove rimangono solo ciottoli quarzosi (non si vede pertanto alcun deposito trasgressivo nel senso di SELLI, 1962 a); un secondo terrazzo a 100 m (Isola Capo Rizzuto) mostra la panchina sopra sabbie concordanti e sotto un suolo argilloso molto evoluto; un terzo terrazzo a m 60-80 rimaneggia panchine più antiche; un quarto terrazzo a m 45-50 contiene la fauna tirreniana a *Strombus;* più in basso altri due terrazzi ancora tirreniani. I terrazzi tirreniani sono meno alterati che non i tre più alti, che contengono faune banali e sono attribuiti il primo al Siciliano ed il secondo al Milazziano (fig. 191).

Sulla strada di Zagarise si osservano i conglomerati suborizzontali del Miopliocene (= Pliocene inferiore ?) discordanti sul Tortoniano dislocato ed a sua volta discordante sulle peliti e sui conglomerati dell'Oligomiocene inclinati verso SE, che si continuano in lembi al di sopra di una vasta spianata che sale dolcemente fino alle più alte cime della Sila Grande; la spianata sarebbe pertanto con certezza paleogenica, deformata da faglie e flessure.

A Tiriolo i calcari nummulitici supraoligocenici (Stampiano superiore) sarebbero interstratificati a banchi entro i conglomerati fortemente inclinati dell'Oligomiocene. Dal terrazzo alteratissimo ed intagliato nel Calabriano (e quindi probabilmente siciliano) di Vena si osserva la scarpata che limita a S la stretta di Catanzaro (fig. 192), molto accentuata « perché non è una faglia recente ma un ringiovanimento di faglia antica fra il basamento gneissico e le argille ed arenarie infraplioceniche, ricoperta dal piastrone arenaceo calabriano semplicemente inclinato verso N; non esiste la spianata di erosione continentale di GIGNOUX; le spianate sul Cristallino sono sparse di terreni infrapliocenici,

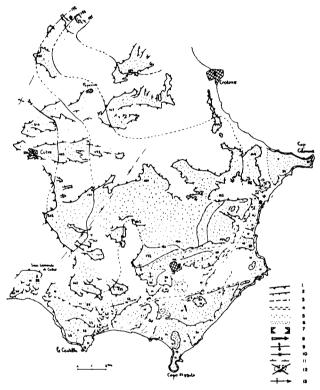



FIG. 191 — I terrazzi marini del Crotonese secondo GUÉRÉMY (1972). 1 - scarpate a cornice dei terrazzi; 2 - scarpate a cornice intraformazionali; 3 - limiti dei terrazzi; 4 - antiche lagune; 5 - panchina; 6 - dune recenti; 7 - antecedenza; 8 - antico corso fluviale; 9 - ondulazione anticlinale del Calabriano; 10 - ondulazione sinclinale del Calabriano; 11 - faglia probabile; 12 - subsidenza; 13 - movimento a bascula.

— Marine terraces of Crotone area according to GUÉRÉMY (1972). 1 - continuous terrace scarps; 2 - intraformational continuous scarps; 3 - terrace boundaries; 4 - ancient lagoons; 5 - « panchina » limestone; 6 - Recent dunes; 7 - antecedence; 8 - ancient riverbed; 9 - gentle anticlines of Calabrian terrains; 10 - gentle syncline of Calabrian terrains; 11 - probable fault; 12 - subsidence; 13 - up-and-down movement.

messiniani, calcari tortoniani e forse conglomerati oligomiocenici ».

Il terrazzo di Pianòpoli mostra forte alterazione ed è intagliato nel Siciliano: probabile Riss antico. Il terrazzo di Montesanti è pure intagliato nel Siciliano, ma l'alterazione è meno spinta che nel ha sul versante occidentale del M. Mancuso (fig. 193) una notevole serie di terrazzi litoranei, simili a quelli dell'Aspromonte e del Monte Poro, a 600-700 m, a 300-450 m ed a 150-200 m, separati da scarpate parallele di oltre 100 m di dislivello di sicura origine tettonica. I depositi sparsi sui ter-

FIG. 192 — Schizzo morfologico della fossa di Catanzaro secondo GUÉRÉMY (1972). 1 - scarpata a cornice marcata; 2 - id. a cornice poco marcata; 3 - scarpata di faglia elevata; 4 - id. poco elevata; 5 - flessura; 6 - cresta di intersezione elevata; 7 - id. poco elevata; 8 - superficie strutturale (arenarie mioceniche); 9 - id. (calcari miocenici); 10 - id. (conglomerati miopliocenici); 11 - id. (calcareniti pliocalabriane); 12 - superficie di spianamento con curve di livello; 13 - id. degradata; 14 - terrazzo fluviale; 15 - id. marino; 16 - piana di colmata recente; 17 - soliflussione; 18 - valli e canaloni a V; 19 - valloni a circo; 20 - bad-lands; 21 - sovraimposizione.

— Morphological sketch of Catanzaro trough according to GUÉRÉMY (1972). 1 - markedly continuous scarp; 2 - not very continuous scarp; 3 - high fault scarp; 4 - not very high fault scarp; 5 - flexure; 6 - high intersection crest; 7 - not very high intersection crest; 8 - structural surface of Miocene sandstones; 9 - same of Miocene limestones; 10 - same of Mio-Pliocene conglomerates; 11 - same of Plio-Pleistocene calcarenites; 12 - erosion surface with contours; 13 - degraded erosion surface; 14 - fluviatile terrace; 15 - marine terrace; 16 - Recent filling surface; 17 - solifluxion; 18 - V-shaped valleys and ravines; 19 - U-shaped glens; 20 - bad-lands; 21 - superimposition.

terrazzo precedente: probabile Riss. Il basso terrazzo al quadrivio della « via dei due mari » ha lo stesso materiale del precedente, ma con copertura argillosa meno spessa: probabile Würm. Prima della piana subattuale si incontra verso il basso ancora un terrazzo rubefatto.

Al limite meridionale della Catena Costiera si razzi, essenzialmente rocciosi, sono riferibili ad età diverse, in parte quaternari, in parte infrapliocenici, in parte tortoniani. I terrazzi sarebbero pertanto frammenti della superficie paleogenica, deformata e più volte fossilizzata da sedimenti posteriori e poi esumata. Il fatto che la successione dei terrazzi scompaia all'altezza dei Bagni di Caronte

per poi riapparire fra Nicastro e Tiriolo con terrazzi più ristretti e con minor dislivello appoggerebbe quest'ipotesi, secondo l'autore.

L'Oligomiocene riapparirebbe a Cozzo della Manca all'altezza di Capo Còrica, con arenarie altrimenti le arenarie avrebbero tagliato in discordanza anche l'Oligomiocene di Cozzo della Manca. Questa sovrapposizione della superficie paleogenica sulle rocce verdi e filladiche (= Complesso Liguride) continuerebbe verso Nord (Càmpora San

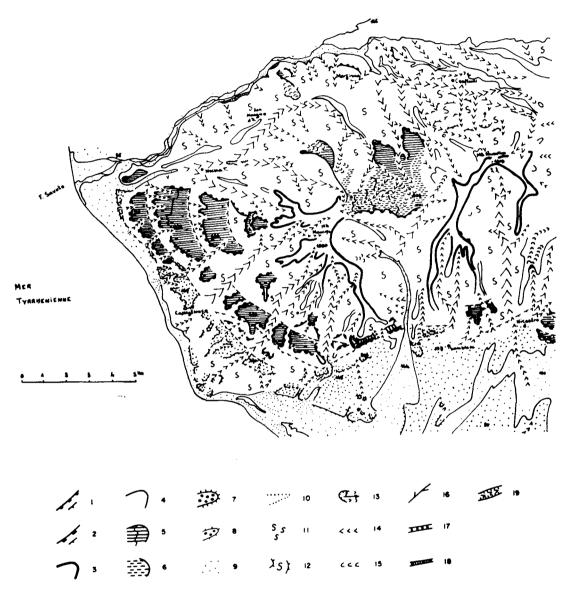



FIG. 193 — Schizzo morfologico dell'estremità meridionale della Catena Costiera secondo GUÉRÉMY (1972). 1 - versante o scarpata a cornice; 2 - scarpata di faglia; 3 - cresta di intersezione elevata; 4 - id. poco elevata; 5 - superficie di spianamento con curve di livello; 6 - id. degradata; 7 - terrazzo d'accumulo marino; 8 - id. d'accumulo continentale; 9 - piana di colmata recente; 10 - dune litorali; 11 - soliflussione; 12 - id. con gradini; 13 - scoscendimenti con nicchia; 14 - canaloni; 15 - valloni a circo; 16 - bad-lands; 17 - scarpata regolata; 18 - scarpata rocciosa; 19 - gole.

— Morphological sketch of the South end of Coastal Chain according to GUÉRÉMY (1972). 1 - continuous scarp or slope; 2 - fault scarp; 3 - high intersection crest; 4 - not very high intersection crest; 5 - erosion surface with contours; 6 - degraded erosion surface; 7 - marine accumulation terrace; 8 - continental accumulation terrace; 9 - Recent filling plain; 10 - coastal dunes; 11 - solifluxion; 12 - solifluxion with steps; 13 - landslides with niche; 14 - ravines; 15 - V-shaped glens; 16 - badlands; 17 - settled scarp; 18 - rocky scarp; 19 - gorges.

calcaree ed argille, mentre sul massiccio di Capo Còrica stesso si hanno arenarie verosimilmente tortoniane. La presenza di queste farebbe supporre la presenza della superficie paleogenica riesumata, Giovanni, Savuto) passando indifferentemente anche sui gneiss (= Complesso Calabride), e continuerebbero anche gli affioramenti dell'Oligomiocene (Fontanelle presso San Lùcido, argilliti sottoposte

in discordanza alle arenarie tortoniane ad E di Falconara, bacino di Grimaldi, conglomerati di Belvedere Marìttimo, argilliti della strada Sangineto-Bonifati). L'autore ne deduce che la messa in posto della falda dei gneiss sul « flysch metamorfico » è « certamente anteriore all'Oligomiocene », mentre la falda del « flysch metamorfico » assieme con quella dei gneiss si è messa in posto sull'Appennino calcareo-dolomitico (= Complesso Panormide) « sicuramente dopo l'Aquitaniano e prima del Tortoniano ». L'Appennino calcareo-dolomitico consterebbe del Trias metamorfico e dell'unità di Verbicaro, la quale ultima a S di Sangineto sarebbe stata incisa dall'erosione prima della messa in posto della falda dei flysch (= Complesso Liguride).

Il versante tirreno della Catena Costiera porta diversi terrazzi rocciosi quaternari fra gli 8 ed i 500 m, che attestano un movimento tettonico di sollevamento d'insieme, provato anche dalla dislocazione visibile nella pendenza del terrazzo a 100-150 m attribuito al Milazziano I. Secondo l'autore è verosimile che questi terrazzi riesumino talvolta superfici precedenti, come quella calabriana e quella preorogena.

Sul lavoro di GUÉRÉMY (1972) c'è da osservare, a parte l'incontestabile merito già ricordato in precedenza di trattare argomenti della massima importanza in generale e per la geologia della Calabria in particolare, che:

a) il lavoro è senza necessità danneggiato da una confusione terminologica per cui il Tortoniano diventa Miocene superiore, il Messiniano diventa Miocene terminale, lo stesso e forse il Pliocene inferiore diventa a volte Miopliocene, calcari messiniani o forse arenarie calcarifere tortoniane diventano « calcari del Miocene superiore »;

b) le « argille marnose che hanno dato faune attribuite al Miocene terminale od al Pliocene inferiore » (pag. 106) sono un esempio tipico di procedimento inaccettabile per invecchiare tutte le superfici morfologiche precedenti, arrivando per questa via al prediletto Oligomiocene mai datato se non nel calcare di Tiriolo, e quindi alla prediletta superficie fondamentale paleogenica. Nessun geologo mediterraneo può accettare come dato analitico una fauna attribuita « al Miocene terminale od al Pliocene inferiore »;

c) la geologia della Calabria vien data come qualcosa di perfettamente conosciuto, e vengono considerate come sicure premesse analitiche le datazioni differenziali di lembetti conglomeratici composti sempre dagli stessi materiali cristallini, in base a pretese « discordanze » del cui valore in terreni continentali o litoranei ogni lettore può giudicare. Da premesse di questo tipo discendono le conclusioni di portata regionale prima riassunte, come ad es. dallo spianamento di Bocchigliero discenderebbe il trasporto della Falda di Cariati da W verso E;

d) la ricostruzione di una superficie fondamentale paleogenica secondo GUÉRÉMY condurrebbe ad un quadro di emersione preorogena generalizzata della geosinclinale appenninica, con spianamento delle coltri calabridi e di quella liguride già sovrapposte le une alle altre e con estensione dell'erosione alla soglia panormide prima della trasgressione miocenica, in un grande paese emerso che non trova alcuna giustificazione nei possibili schemi paleotettonistici basati su evidenze analitiche, oppure nei quadri degli orogeni attuali, e nemmeno nel fatto che il Miocene trasgressivo panormide diviene sempre più antico dall'esterno verso l'interno, dal Tortoniano alto della Piattaforma esterna fino agli strati oligocenici di Colle Trodo;

e) la superficie fondamentale preorogena così ampiamente conservata secondo GUÉRÉMY dovrebbe esser sopravvissuta oltre che al corrugamento a falde anche alla fornitura del detrito cristallino del cosiddetto Oligomiocene (= flysch tardiorogeno calabride), del detrito cristallino del flysch tardiorogeno sicilide (= Flysch di Troìna, di Reitano, di Gorgoglione), del detrito cristallino del flysch panormide (= Formazione del Bifurto), del detrito cristallino dei flysch esterni (= Flysch di Masseria Luci ed equivalenti Flysch di Agnone e Flysch di San Bartolomeo), del detrito cristallino della Molassa a Clipeastri e sua prosecuzione jonica (v. Falda di Cariati) e tirrena (sedimenti sottostanti alle evaporiti), del detrito cristallino dei conglomerati infrapliocenici basali in tutta la Calabria e terminali nel Crotonese (Molassa di Zinga), del detrito cristallino del Pliocene medio (Molassa di Scandale ed equivalenti), del detrito cristallino basale ed apicale del ciclo suprapliocenico-calabriano, del detrito cristallino di tutti i depositi ghiaiosi medio- e suprapleistocenici ed olocenici;

f) dovendo scegliere fra due sintesi poco documentate, la prosecuzione della superficie fondamentale delle alte quote calabresi nella periferica superficie di colmata calabriana secondo GIGNOUX (1909) risulta un quadro molto più semplice, micropaleontologicamente documentato e geometricamente chiaro che non la superficie paleogenica

di GUÉRÉMY (1972), che si sarebbe conservata passando da tranquille spianate a brusche scarpate di faglie più volte messesi in movimento e poi riesumate, e quindi a sprofondamenti al di sotto dei sedimenti oligomiocenici e postorogeni ed a successive riesumazioni, il tutto con quadri di alterazione assolutamente non proporzionati ai milioni di anni trascorsi.

Al riassunto finora fatto della letteratura recente sui terreni postorogeni occorre aggiungere che molti depositi postorogeni riferibili alla regione calabrese in senso lato ed altamente significativi nei riguardi della tettonica della regione vengono ora studiati con i mezzi della geologia sottomarina. Ad essi verrà fatto brevemente riferimento sito nel capitolo « Tettonica », altrimenti questo lavoro uscirebbe dai confini della regione e della sua geologia di superficie, di cui intende esaminare i documenti esistenti nella letteratura.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: concetti generali

Nella Relazione Generale di BURTON (1971) il Complesso Postorogeno di questo lavoro è descritto sotto le seguenti voci:

a) *Miocene medio-superiore e superiore*, distinto (fig. 194) in un'area con rocce evaporitiche (Valle del Crati, Rossanese, Crotonese, Stretta di Catanzaro, Capo Vaticano, versante jonico delle Serre) ed un'area senza rocce evaporitiche (versante tirreno della Catena Costiera e quadranti meridionali del foglio Cosenza, versanti occidentale e meridionale dell'Aspromonte) che stranamente vengono considerate rispettivamente area di bacini chiusi ed area di mare aperto, come se nella seconda area esistesse un Miocene superiore di facies marina normale che invece è noto nel solo Rossanese. Quasi dovunque vien riportato un conglomerato basale cui seguono arenarie e sabbie molassiche a Clipeastri e poi argille grigie od argille con intercalazioni sabbiose del Tortoniano, ed infine « gruppi di strati con orizzonti evaporitici ». Vengono segnalati sedimenti marini normali sopra quelli evaporitici nel foglio Rossano, nonché un conglomerato terminale nei fogli S. Giovanni in Fiore e Catanzaro, con ciottoli di un calcare altrimenti sconosciuto in Calabria. Dal foglio Paola vengono ricordati conglomerati basali lateritici di deposito fluviale. Attorno alle Serre le successioni hanno « tendenza a divenire piuttosto sottili e condensate » talora con discordanza angolare fra evaporiti ed argille tortoniane. Nel versante tirreno della Catena Costiera sembrano correlabili col calcare evaporitico messiniano le « arenarie calcaree, probabilmente facenti passaggio localmente a calcari impuri ».

b) *Pliocene*, essenzialmente suddiviso in Pliocene inferiore e Pliocene superiore-Calabriano, con Pliocene medio assente o poco sviluppato, forse alla sommità del Pliocene inferiore. Quest'ultimo si trova nella valle del Crati in *facies argilloso-marnosa*, mentre nel Catanzarese, nel versante

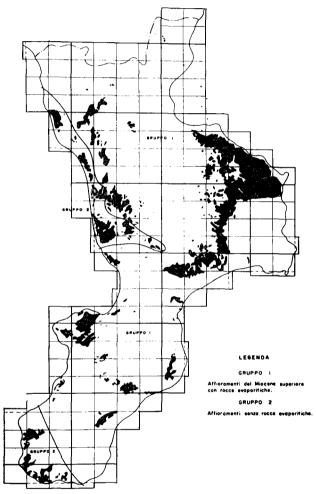



FIG. 194 - Distribuzione dei sedimenti del Miocene medio e medio-superiore secondo BURTON (1971).

— Distribution of Middle and Middle-Upper Miocene sediments according to BURTON (1971).

jonico delle Serre, nel massiccio di Capo Vaticano, nella valle del Mèsima e nel versante meridionale dell'Aspromonte si rinviene in facies di « trubi » passanti a calcare pulverulento « localmente e verso la loro base ». Nella gran parte dei casi il Pliocene inferiore inizia però in discordanza con un conglomerato basale da pochi metri ad un centinaio di m di spessore. Nel Pliocene superiore-Calabriano la sedimentazione è continua nel versante E della

Catena Costiera, nel Crotonese e nel Catanzarese, nella zona di Palmi, nel versante jonico del foglio Locri e nel foglio Reggio Calabria, senza indicazioni litologiche del passaggio Pliocene-Calabriano rilevabile solo microfaunisticamente. Nel bacino del Crati il Calabriano si estende trasgressivamente verso E sulla Sila, verso S oltre Cosenza, verso N nella zona di Castrovìllari, nonché lungo tutta la costa jonica dei fogli Rossano e Cirò; i livelli regressivi terminali sono dati da conglomerati e sabbie bruno-rossastre.

c) *Quaternario*, inteso come Pleistocene medio e superiore, rappresentato dai terrazzi costieri (Tirreniano a 90-120 m a Reggio Calabria, forse Calabriano finale a 320-400 m nella stretta di Catanzaro ed a 500 m a SE di Castrovillari, terrazzi forse ancora più antichi a quote maggiori); dai terrazzi fluviali; dal penepiano fra 1100 e 1300 m nei fogli Rossano e S. Giovanni in Fiore, dovuto ad erosione subaerea probabilmente iniziata nel Miocene; dai bacini lacustri del Mèrcure e dei fogli Rossano, Cosenza e S. Giovanni in Fiore; dalle tracce glaciali del Pollino e forse del Montalto.

d) *Olocene*, specialmente sviluppato nella Piana di Sìbari ed in quella di S. Eufemia a causa dell'innalzamento del livello del mare di circa 100 m dopo la glaciazione würmiana. Ancor più recenti sollevamenti della terraferma sembrano invece indicati dalla larga fascia di dune lungo la costa della Piana di S. Eufemia.

Vien qui fatta seguire un'analisi critica della rappresentazione del Complesso Postorogeno nella Carta Geologica al 25.000, per la cui lettura si fa esplicito conto sul diretto uso delle singole tavolette al 25.000 da parte del lettore.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: versante tirreno della Catena Costiera

Vasti affioramenti postorogeni si presentano fra Diamante ed il T. Sangineto, dati alla base dai caratteristici conglomerati grossolani a blocchi granitici e gneissici piuttosto alterati e spesso non ben distinguibili l'uno dall'altro, di modo che ne nasce il problema dei « klippen sedimentari » secondo GRANDJACQUET (1961 a) o dei residui di erosione della Falda dell'Aspromonte secondo OGNIBEN (1969) a causa delle grandi e spesso incerte dimensioni dei blocchi. Seguono arenarie grossolane a cemento calcareo (= Molassa a Clipeastri) ed argille sabbiose grigio azzurre riferite all'Elveziano-Tortoniano. Presso Cetraro si hanno lembi di un problematico « calcare di tipo evaporitico » messiniano e di conglomerati poligenici calabriani. Seguono lungo la costa a quote di 30-100 m conglomerati e sabbie marini che continuano in terrazzi fluviali entro le valli, ed infine alluvioni e spiagge oloceniche.

Depositi dello stesso tipo continuano lungo il ripido versante tirreno della Catena Costiera nei conglomerati ed arenarie massicce lungo le coste delle tavolette Guardia Piemontese e Paola, che li attribuiscono al Sarmaziano, mentre è molto verosimile che si tratti sempre della Molassa a Clipeastri come più al Nord. Al di sopra seguono solamente i depositi ghiaiosi terrazzati antichi che dalla costa si addentrano entro le valli trasversali salendo di quota, ed i depositi recenti delle frane, delle piccole piane alluvionali costiere e delle spiagge.

Conglomerati grossolani dati da elementi di rocce scistose locali e da « graniti » proseguono anche lungo le coste della tavolette S. Lùcido e Fiumefreddo Bruzio, passando verso l'alto ad arenarie ben stratificate. Tutto il complesso rappresenta evidentemente la Molassa a Clipeastri; ad esso si sovrappongono calcari biancastri, più o meno conglomeratici ad elementi di rocce cristalline verso la base, spesso abbondantemente fossiliferi a foraminiferi, alghe, briozoi, molluschi ed echinidi, e simili ad analoghi calcari fossiliferi che si trovano intercalati alle arenarie della Molassa a Clipeastri od in posizioni ad esse marginali in molte delle zone meno studiate della Calabria, ragion per cui sono mal conosciuti. CORTESE (1895) li considera sarmaziani ed eteropici rispetto al Calcare di base della Serie Solfifera, mentre DE STEFANI (1877-1878) e SEGUENZA (1879) li consideravano, probabilmente a ragion meglio veduta, legati alla Molassa a Clipeastri tortoniana. In lavori recenti essi sembrano descritti solo da NICOTERA (1959) per la zona di Capo Vaticano (v. avanti). Nella Carta al 25.000 questi calcari vengono pure il più delle volte spinti verso il Miocene superiore attraverso attribuzioni di « Miocene medio-superiore » e attraverso attribuzioni al Sarmaziano dei depositi argillosi, arenacei e conglomeratici ad essi sovrapposti, come succede per le argille siltose ed i conglomerati ben arrotondati della tavoletta Fiumefreddo Bruzio che invece probabilmente continuano a rappresentare il Tortoniano, dato che mancano i caratteri della fase arida messiniana.

In tutto questo tratto di costa i depositi successivi al Tortoniano si limitano alle ghiaie dei terrazzi costieri e delle loro prosecuzioni verso l'interno entro le valli fluviali, senza resti fossili nem-

meno nelle zone costiere e pertanto databili solo attraverso un generale inquadramento geomorfologico. Seguono inoltre i depositi delle spiagge attuali e delle ristrette piane costiere.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino del Crati

Nella valle del Crati si osserva l'interessante dissimmetria già notata da CORTESE (1895), sotto forma di un netto spostamento verso E dell'asse del bacino fra il Tortoniano ed il Calabriano, dimodoché i depositi più antichi affiorano soprattutto sul fianco occidentale della valle, mentre sul fianco orientale i depositi più recenti, che verso W sono spesso regressivi, appaiono in posizione trasgressiva sul Cristallino della Sila.

Già verso la valle dell'Ésaro nelle tavolette S. Sosti, Fagnano Castello e Roggiano Gravina, il Complesso Postorogeno prende nei livelli miocenici lo sviluppo tipico della massima parte della Calabria, con la Molassa a Clipeastri ben rappresentata da conglomerati grossolani bruni, da arenarie ben stratificate a cemento calcareo, da argille a *Globorotalia menardii;* seguono estesi lembi di calcare cavernoso associato con gessi a S di San Sosti, ed argille con lenti di gesso ad E e a S di Fagnano Castello. Lembi isolati e piuttosto estesi di calcare cavernoso si trovano a N della Fiumara di Cetraro e verso Cetraro stessa, trasgressivi direttamente sul Cristallino. Altre arenarie sono attribuite dalla Carta al 25.000 al Sarmaziano.

Il ciclo successivo risulta in massima parte infrapleistocenico e può darsi scenda verso la base entro al Pliocene, come in altre aree della Valle del Crati sembra risultare. Si osservano sabbie (e conglomerati di incerta assegnazione verso Cetraro), indi le argille azzurre ad *Hyalinea balthica*, piuttosto siltose e con intercalazioni sabbiose, ed infine i depositi della fase regressiva dati da arenarie più o meno cementate, da conglomerati specialmente nella tavoletta Roggiano Gravina, ed infine da depositi sommitali già sicuramente continentali di ghiaie più o meno sabbiose bruno-rossastre. Al di sopra ancora le abbondanti ghiaie fluviali dei terrazzi estesi lungo le valli, ed infine le alluvioni recenti dei fondivalle e qualche deposito di frana.

Sul versante occidentale della valle del Crati si continua verso Sud con qualche variante nelle tavolette S. Marco Argentano, Lattàrico, Montalto Uffugo e Marano Marchesato. La Molassa a Clipeastri è sempre rappresentata da conglomerati grossolani ad elementi cristallini più o meno alterati e spesso rubefatti, da sovrastanti o laterali arenarie talora ben cementate come a S. Fili e a S. Vincenzo la Costa, con segnalate microfaune a *Globorotalia menardii* nella tavoletta Marano Marchesato, ed infine da calcari fossiliferi sicuramente distinguibili dal Calcare di base della Serie Solfifera, a differenza degli incerti reperti segnalati più verso Nord. Si tratta di banconi intercalati nelle arenarie tortoniane come a S. Lauro, a Regina, a S. Lucia e specialmente a Mendicino dove sono ben sviluppati, spesso conglomeratici ad elementi cristallini verso la base, con carattere prevalentemente calcarenitico, ad alghe, briozoi, frammenti di molluschi e di echinidi e naturalmente foraminiferi.

Più in alto le arenarie tortoniane passano gradualmente ad una formazione di marne ed argille spesso fogliettate, con intercalazioni diatomitiche, arenacee, calcarenitiche, equivalente al Tripoli della Serie Solfifera anche perché seguita verso l'alto dal Calcare di base caratteristicamente cavernoso come a NE di S. Vincenzo la Costa, ad E di S. Fili, a Marano Principato ed a NE di Cerisano dove è molto esteso. A loro volta i Gessi si intercalano nelle argille e marne fogliettate, oppure appaiono sopra i calcari con grossi banchi come a Cerzeto, al Burrone S. Maria a S di Mongrassano, con vasti lembi di gessi zonati (primari) e massicci (secondari) nella zona di S. Maria delle Grotte-Lattàrico-Regina-S. Nicola, sul T. Lavandaio fra Gesuiti e S. Vincenzo la Costa. Verso l'alto i depositi della Serie Solfifera sembrano finire con sabbie e conglomerati a Congerie, molto estesi nella zona fra Marano Principato, Cerisano e Mendicino.

Sopra ai depositi messiniani segue di solito direttamente il ciclo calabriano. Tuttavia, nella zona di Cervicati-Cerzeto-Torano Castello sono segnalate argille marnose ancora plioceniche, che proseguono verso l'alto in livelli ad *Hyalinea balthica* e poi in sabbie e conglomerati che verso la sommità diventano francamente continentali, bruno-rossastri, ed affiorano in resti di superfici di colmata come a Sartano. Nella zona di S. Martino di Finita-Lattàrico-S. Benedetto Ullano-Montalto Uffugo-Gesuiti al di sotto delle argille ad *Hyalinea balthica* sono segnalati conglomerati passanti verso l'alto e lateralmente ad argille marnose a *Globorotalia hirsuta* (= *G. margaritae*) e pertanto infrapliocenische e probabilmente in relativa continuità con i depositi terrigeni ed evaporitici del Messiniano. Tuttavia, per la tavoletta Montalto Uffugo è segnalata anche *Globorotalia crassula* e quindi una fauna presumibilmente mediopliocenica. Al di sopra si

hanno sabbie, argille siltose ad *Hyalinea balthica*, nuovamente sabbie, conglomerati ed infine i conglomerati bruno-rossastri sommitali e pertanto lo stesso ciclo calabriano, forse in parte ancora pliocenico, segnalato più a Nord.

Anche nella zona di Rende, Marano Marchesato, Castrolìbero sopra alle sabbie e conglomerati apicali del Messiniano, a caratteristiche intercalazioni di argille rossastre o rosate, appaiono le argille a *Globorotalia hirsuta* (= *G. margaritae*). Nella Carta al 25.000 sono date come discordanti ed in effetti appaiono trasgressive anche sui calcari tortoniani e sul Calcare di base messiniano, ma è probabile che si tratti della « trasgressione anormale » già vista da CORTESE (1895), da OGNIBEN (1969) e da molti altri, ed attribuita alla riapertura dell'ambiente « ristretto » mediterraneo alla fine del Miocene. Questo tipo di trasgressione, ben studiato nei Trubi siciliani dagli autori ora accennati, non implica discordanza generale ma sembra partire da bacini di continuità stratigrafica messiniano-infrapliocenica per allargarsi al di fuori di essi in vera discordanza su formazioni messiniane non apicali e più antiche. La stessa cosa potrebbe verificarsi per questi reperti calabresi ancora mal conosciuti. Si sarebbe pertanto avuto un ciclo sedimentario tortoniano-messiniano-infrapliocenico, con sovraimposto un ciclo evaporitico messiniano verificatosi in ambiente « ristretto » esteso a tutto il Mediterraneo tetideo (e paratetideo) in depressione rispetto agli oceani, con estese aree di completo essiccamento testimoniate dai depositi salini, specialmente da quelli potassico-magnesiaci, e dai depositi a fossili dulcicoli.

Al di sopra si ritrova in tutta la zona il ciclo suprapliocenico-calabriano, con sabbie ed arenarie a molluschi, argille probabilmente ancora plioceniche, argille ad *Arctica islandica*, sabbie e conglomerati a fossili marini e talora probabilmente continentali ed in questo caso apicali rispetto a tutto il ciclo, come si osserva fin dal lucano Bacino di S. Arcangelo scendendo verso Sud. A Castrolìbero sopra le argille calabriane si trovano calcareniti grigie ben stratificate ad alghe, briozoi ed echinidi, e al di sopra sabbie con intercalazioni di arenarie ben cementate e di calcareniti in complesso bioclastiche ed in facies litoranea molto simile a quella dei calcari. Il tutto costituisce una specie di piastrone su cui poggia il paese.

Tutta questa parte del versante occidentale della valle del Crati mostra estesi depositi ghiaiosi terrazzati collegati con conoidi antichi, ed alluvioni recenti nei fondivalle collegate con conoidi recenti.

Nel versante orientale della valle verso il basso corso del Crati compaiono depositi tortoniani a Tàrsia, a conglomerati basali ed arenarie ben stratificate a cui è intercalato il caratteristico calcare ad alghe, briozoi, echinidi, foraminiferi e frammenti di molluschi. Questo complesso globalmente designabile come Molassa a Clipeastri entra per poco entro il margine N della tavoletta Bisignano e non prosegue verso E nella tav. Terranova da Sìbari dove si estende invece il ciclo sovrastante di sabbie, quindi argille e poi nuovamente sabbie e conglomerati calabriani. Quest'ultimo ciclo si estende verso il Rossanese attraverso le tavolette Corigliano Càlabro, Rossano Stazione e Capo Trionto: tuttavia il medesimo rilevatore riporta come plioceniche le sabbie e conglomerati della tavoletta Corigliano Càlabro e come calabriane quelle con esse continue della tavoletta Terranova da Sìbari. Date le conoscenze sul Rossanese (v. avanti), sembra più probabile che il tutto sia effettivamente infrapleistocenico.

Da Tàrsia verso Est al di sopra degli orizzonti ora descritti si osservano solo i depositi ghiaiosi dei terrazzi fluviali (e poi marini verso E) ed infine i conoidi recenti, le alluvioni di fondovalle e la piana versiliana di Sìbari.

Risalendo la valle verso Sud, il versante orientale del medio Crati non presenta più affioramenti miocenici dopo quelli all'estremo limite della tav. Bisignano, denotando uno spostamento dell'asse del bacino come aveva già notato CORTESE (1895), tanto che i depositi calabriani appaiono trasgressivi sul Cristallino della Sila con tutti i relativi orizzonti fino a quelli apicali. Il solito ciclo di conglomerati, di sabbie passanti lateralmente a conglomerati verso la Sila, di argille azzurre ad *Hyalinea balthica*, di nuove sabbie e conglomerati fino agli orizzonti continentali apicali si estende dalla tavoletta Tàrsia a quelle di Bisignano, Luzzi, S. Pietro in Guarano fino alla tav. Cosenza, assumendo un chiaro assetto a monoclinale pendente verso il Crati. Al di sopra si hanno grandi depositi di ghiaie terrazzate legate a grandiose conoidi antiche (Valle di Castello, Valle di Bisignano, Vallone Vritta) e le alluvioni recenti del largo fondovalle del Crati, legate ai conoidi recenti di cui specialmente sviluppati quello della Fiumara di Duglia, del T. Ilice, del T. Gidora, del T. Javas e del F. Arente. Le ghiaie terrazzate sono sviluppate anche sulla sinistra del Crati, dalla stazione di Acri-Bisignano-Luzzi fino oltre Quattromiglia.

Il bacino del Crati si chiude verso S nelle tavolette Cosenza e Rogliano, conservando la netta

distinzione già vista fra i suoi versanti occidentale ed orientale, che a Sud di Cosenza vengono all'incirca delimitati del T. Jassa fino a Belsito dove il bacino può considerarsi chiuso. Nel versante occidentale continuano i terreni mediomiocenici della Molassa a Clipeastri con conglomerati basali a matrice sabbiosa, sabbie localmente sviluppate, subordinate intercalazioni argillose, e quindi il caratteristico calcare arenaceo massiccio o mal stratificato ad alghe, briozoi, frammenti di lamellibranchi e di echinidi, con passaggi a bioerme di coralli e balani, ben sviluppato fra Marano Marchesato, Domànico, Paterno Càlabro ed il T. Jassa; seguono verso l'alto argille siltose a *Globorotalia menardii*. I depositi messiniani sono rappresentati soprattutto dal Calcare di base sviluppatissimo a W di Cosenza dove raggiunge potenze oltre i 50 m fra i torrenti Campagnano e Caronte, con suddivisione in banchi intercalati da « partimenti » argillosi. Seguono verso l'alto, segnate come discordanti ma probabilmente in reale continuità accompagnata da « trasgressione anormale » le argille siltose infraplioceniche a *Globorotalia hirsuta* (= *G. margaritae*), che dal versante occidentale del bacino del Crati arrivano fino a Cosenza.

Tutto il complesso tortoniano-messiniano-infrapliocenico descrive una grande monoclinale diretta NW-SE lungo la zona di faglia Fagnano Castello-S. Marco Argentano-Mongrassano-Cerzeto-S. Martino la Finita-Rota Greca-S. Benedetto Ullano-S. Sisto dei Valdesi-Rende fino a Cosenza, e da questa monoclinale si estende verso monte, ossia sopra la Catena Costiera tirrena, con lembi variamente sviluppati di cui uno dei maggiori è la sinclinale Piè la Terra-Serrone-Domànico, completa di conglomerati, calcari ed argille tortoniani, calcare evaporitico messiniano e conglomerati pliocenici.

Al di sopra del ciclo tortoniano-infrapliocenico seguono sabbie cui vengono attribuite microfaune a *Globorotalia crassula* e *Globigerina inflata* (= *Globorotalia inflata*) e pertanto probabilmente suprapplioceniche, argille grigie a *G. inflata* ed *Arctica islandica* e pertanto calabriane, sabbie ad *Hyalinea balthica*, *G. inflata*, *Arctica islandica* ed infine conglomerati e ghiaie bruno-rossastre regressive con passaggio graduale alle sabbie sottostanti presso il Crati e trasgressive invece sulla Sila. Verso Sud le sabbie calabriane giungono fino all'altezza di Valle Tornaturo, mentre da qui fino a Belsito sui depositi miocenici del versante occidentale poggiano direttamente i conglomerati apicali, trasgressivi verso la Catena Costiera come verso la Sila.

Nella tav. Cosenza si osservano ancora presso il Crati le alluvioni ghiaiose terrazzate, e sul fondovalle del Crati la larga piana di alluvioni recenti si chiude all'altezza di Cosenza, proseguendo verso S solo con le alluvioni dei letti fluviali.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: zona M. Cocuzzo-valle del Savuto-Sila Piccola

I depositi del versante W della Catena Costiera tirrenica e quelli della Valle del Crati si *collegano* fra loro (e con quelli della stretta di Catanzaro) attraverso i vari lembi sparsi sulle alture della Catena Costiera stessa (M. Cocuzzo e zone vicine), della valle del F. Savuto e della Sila Piccola.

Verso M. Cocuzzo si estende la parte più alta della monoclinale di Marano Marchesato-Cosenza, arrivando fin nella zona di Rizzuto-le Grosse con la solita trasgressiva Molassa a Clipeastri data da prevalenti conglomerati cristallini e subordinate sabbie, con lenti di calcare arenaceo a coralli e con passaggio verso l'alto a calcari fossiliferi biancogrigi con base di conglomerati ad elementi di scisti bianchi e delle altre formazioni cristalline, e poi ancor più verso l'alto ad argille siltose a *Globorotalia menardii* direttamente sovrapposte sia sui calcari che sulle arenarie. Queste argille vengono nella Carta al 25.000 regolarmente ascritte in tutta la zona al Sarmaziano, evidentemente sotto l'influenza dell'idea di CORTESE (1895) che il calcare fossilifero sia una facies laterale del calcare evaporitico messiniano.

Nel resto della tavoletta M. Cocuzzo si hanno solo piccoli lembi conglomeratici ed un lembo dell'intera successione tortoniana a Palombella a SW di M. Cocuzzo, trasgressiva da SW a NE con ognuno dei suoi vari livelli sul versante cristallino in salita verso M. Cocuzzo dove all'incirca passa l'asse NS della cerniera delle dislocazioni del Complesso Postorogeno. A SE di M. Cocuzzo si hanno estesi resti di una superficie di abrasione a 1050-1100 m s.m. a suoli rossastri probabilmente collegabili con gli apicali conglomerati continentali rossastri della colmata calabriana.

Più a Sud si ha nelle tavolette Amantea e Nocera Tirinese un'estesa monoclinale del Complesso Postorogeno che disegna un triangolo pendente verso la costa tirrenica a SW, da Belmonte Càlabro ad Aiello Càlabro-M. Rosario-Timpa Pialla-Savuto e di lì lungo il versante settentrionale dalla valle del F. Savuto fino alla costa. La successione è data dai conglomerati ad elementi metamorfici e « gra-

nitici », dalle arenarie ben stratificate, verso l'alto a cemento calcareo, dai calcari fossiliferi poggianti su una base conglomeratica ad elementi cristallini, ed infine dalle argille a *Globorotalia menardii* ad intercalazioni ferruginose nella stessa facies ben nota in Sicilia nel Tortoniano sommitale. Le argille sono come il solito attribuite al Sarmaziano ed i calcari fossiliferi tortoniani sono detti « cristallini », probabilmente volendo indicare la loro struttura calcarenitica. La Molassa a Clipeastri conglomeratica e sabbiosa passa qui direttamente alle argille, mentre i calcari fossiliferi costituiscono un lembo isolato e direttamente trasgressivo sul Cristallino a S di Amantea fra loc. Marinella e Timpa Canina, con passaggio verso l'alto a loro volta alle argille. Evidentemente i calcari costituivano facies trasgressive su altofondi dove non potevano giungere gli apporti sabbiosi.

Verso la costa si hanno terrazzi ghiaiosi bruno-rossastri antichi, che si addentrano anche nelle valli, e la piana costiera recente di Amantea. Verso l'interno si ha una piana alluvionale recente abbastanza estesa nel fondovalle del F. Oliva sotto Aiello Càlabro, col conoide di Vallone Maiuzzo.

Più ad E, nell'attigua tavoletta Malito, si ha il grosso lembo postorogeno di Malito-Grimaldi-Altilia-Motta S. Lucia-Pedivigliano-Scigliano, con la successione conglomerati-arenarie-calcari fossiliferi (detti « cristallini ») regolarmente sovrapposti alle arenarie, ed argille siltose regolarmente sovrapposte ai calcari (con arenarie a C. de Luca). Altri consimili più piccoli lembi si hanno a Carpanzano e sul costone fra il T. Stupino ed il F. Savuto.

Più a S nella tavoletta Martirano Lombardo si hanno tre lembetti conglomeratico-arenacei conservati a Martirano-Verdesca-C. Montoro nella depressione tettonica Martirano-Conflenti-Decollatura-F. Amato-F. Corace, con base di tipo eluviale come nel caso molto più noto di Rossano Càlabro (v. avanti). Interessante in questa zona la grande superficie di abrasione a paleosuoli rossastri scendente verso NE dai 1000 m del Piano S. Mazzeo ai 770 m del Piano della Croce, con inclinazione appunto verso la depressione tettonica anzidetta.

Nella tav. Decollatura, attigua verso E, prosegue la depressione tettonica ed in essa sono conservati i lembi della Molassa a Clipeastri di Fiumarella Miniconi, della Fermata S. Margherita, della Stazione di Serrastretta, delle Case Acqua del Signore. L'influenza della depressione tettonica (evidentemente poco antica) sulla morfologia e sull'idrografia è dimostrata dalla contiguità di questi lembi con le piane alluvionali recenti a S di Soverìa Mannelli e da Decollatura lungo il F. Grande ed il F. Amato.

Verso ESE continua nella tavoletta Cicala la depressione tettonica in questione, determinando la conservazione del lembo di conglomerati della valle del F. Corace a S di Cicala e di quello che si estende dalla Stazione di Sorbo Fossato al F. Melito (tav. Tiriolo) e risale verso N il versante della Sila Piccola sul costone di Colle Cersacella-Spinello.

Più a N non vi sono depositi postorogeni degni di nota sul versante S della Sila, a parte alcune piane alluvionali in parte antiche ma prevalentemente recenti, come quella del fondovalle del F. Savuto da Torre Mirabelli a Torre Marchicelli a Borgo Torre Spineto, quella del fondovalle del Canale Ciricilla ed altre più a N nella zona del Lago Arvo e del Lago di Cecita (tavolette Racise-Lago Arvo, Silvana Mansio, Lago di Cecita).

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino Rossanese

Si è già accennato alla zona di Corigliano Càlabro-Stazione di Rossano-Capo Trionto, dove il Bacino Rossanese si allaccia al Bacino del Crati mediante le formazioni del ciclo calabriano, trasgressive sul Cristallino e date da conglomerati, silts ed argille ad *Hyalinea balthica* in successione. Conglomerati e silts basali vengono datati dalla Carta al 25.000 come Pliocene superiore, ma non vi è conferma per mezzo di fossili e neppure di recenti studi nelle aree vicine (Ogniben, 1962; Panizza, 1967). Il ciclo calabriano si estende verso S sul versante settentrionale della Sila fin entro alla tavoletta S. Giorgio Albanese, ad E di questo paese ed in loc. S. Elena. Al di sopra di esso si hanno verso la pianura i conglomerati e sabbie dei terrazzi antichi, indi la piana alluvionale versiliana di Sìbari.

Nella tav. Rossano Stazione cominciano ad affiorare i terreni della Molassa a Clipeastri che si sviluppano abbondantemente verso S nella tavoletta Rossano, con una base di caratteristico conglomerato eluviale non stratificato di colore rosso, passante verso l'alto a conglomerati stratificati dapprima rossi e poi grigi. Al di sopra la Carta al 25.000 fa seguire una successione di calcare evaporitico messiniano con marne e gessi, arenarie e poi argille evidentemente pure messiniane. Da lavori di epoca successiva al rilevamento della Carta (Ogniben, 1962) si sa invece che c'è una regolare successione di conglomerato massiccio eluviale, conglomerato stratificato litoraneo, arenarie a Clipeastri, argille a

Globorotalia menardii, Tripoli, Calcare di base, Gessi ed argille gessifere, ed inoltre a W del T. Coserìe la Molassa di Castiglione laterale ai Gessi e con essi associata. Questa situazione non è leggibile nella Carta al 25.000. Al di sopra seguirebbero sabbie, conglomerati ed argille siltose calabriane (Sabbie e marne di Bisciglia, OGNIBEN, 1962). Infine, le ghiaie dei terrazzi antichi e le alluvioni recenti dei fondivalle.

Verso E le formazioni di Rossano continuano nelle tavolette Calopezzati e S. Cataldo, poco leggibili per il mancato riconoscimento delle complicazioni portate dal Complesso Crotonide più avanti descritto. La Carta al 25.000 riporta una successione di conglomerato continentale e di arenarie tenere che nell'insieme corrispondono alla Molassa a Clipeastri. Si avrebbero poi direttamente le marne fogliettate tripolacee (= Tripoli), il calcare evaporitico messiniano, i Gessi in piccole lenti (contrariamente alla realtà degli estesi banchi lungo il versante orientale della valle del Coserìe, v. OGNIBEN, 1962) e con le maggiori masse dei Prati del Trionto e di Cozzo Vigniti-Fiumara Acquanite. Seguono le « argille policrome di aspetto caotico » che sono le A.S. del Complesso Crotonide (v. avanti), ed infine « argille marnose ad *Orbulina* » ecc. In quest'ultima voce rientrano: le argille tortoniane a *G. menardii* fra la Molassa a Clipeastri ed i Tripoli, le « argille marnose salifere » intercalate fra calcare evaporitico e Gessi, le messiniane Marne sabbiose di Valle intercalate nelle A.S. crotonidi, e le ancora messiniane Sabbie marnose di Garicchi (OGNIBEN, 1962) intercalate fra le A.S. crotonidi e la Molassa di Palopoli (PANIZZA, 1966 a). Quest'ultima formazione è correttamente designata nella Carta al 25.000 come « arenarie tenere ben stratificate » e costituisce localmente la parte apicale della serie messiniana.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: regione di Cariati

Nella tavoletta S. Cataldo si hanno ancora le A.S. crotonidi (« argille policrome di aspetto caotico ») nell'angolo SW del foglio, quindi le « argille marnose con sottili intercalazioni arenacee gradate, a *Globigerinoides trilobus* ecc. » che corrispondono alle messiniane *Sabbie marnose di Garicchi* (RODA, 1967 a). Seguirebbero verso l'alto, secondo la Carta al 25.000, un « conglomerato da massiccio a ben stratificato » a cavallo del T. dell'Arso in loc. Torre del Giardino, e qui si tratta nuovamente di terreni alloctoni descritti più avanti ed appartenenti al Complesso Crotonide ossia della *Formazione Arenaceo-conglomeratica* della Falda di Cariati di RODA (1967 a); quindi « argille marnose e siltose e silts in alternanza con arenarie » e qui siamo nuovamente alle Sabbie marnose di Garicchi, sottoposte alla Falda di Cariati; infine le « arenarie tenere brunastre » ancora corrispondenti alla *Molassa di Palopoli* di PANIZZA (1966 a). Per tutta la regione in esame vien fatto riferimento alla cartina geologica di RODA (1967 a), riportata più avanti come fig. 200.

Seguirebbe un Pliocene superiore, con successione di sabbie a *Cyprina islandica*, silts e poi argille siltose a « microfauna di tipo calabriano » ed infine in discordanza conglomerati e sabbie bruno rossastri. Si tratta evidentemente del ciclo infrapleistocenico, tranne che per Cozzo Procello dove si tratta sec. RODA (1967 a) ancora della messiniana Molassa di Palopoli. Ultimi depositi sono le spiagge odierne e le alluvioni dei fondivalle (T. Acquanite, T. dell'Arso, T. San Leo, T. Moranidi).

Nella tavoletta Cariati il mancato riconoscimento da parte del rilevatore dell'alloctona Falda di Cariati rende poco leggibile la carta. La trasgressione mediomiocenica inizierebbe con arenarie arcosiche (Mandatoriccio) e poi arenarie tenere a Clipeastri. Da queste si passerebbe direttamente alle « marne fogliettate bruno giallastre tripolacee » ossia alla *Formazione Tripolacea* di RODA (1967 a) estesa da Scala Coeli a S. Morello.

Al di sopra seguirebbero le « argille policrome di aspetto caotico » e si tratta delle A. S. Crotonidi correttamente segnate a Serra di Bona, a Cozzo della Battaglia ed a SW di S. Morello sul fondovalle dell'Arso, nonché in una sottile intercalazione a N di Scala Coeli. I « conglomerati ed arenarie ben stratificati » che seguono appartengono alla *Formazione Conglomeratico-arenacea* della Falda di Cariati nella placca di Cozzo dei Monaci-Cozzo Marchicello-Colle delle Rose ed in quella di Cozzo Cufali-Serra Verri-Timpa Guardarotti. Segue un « conglomerato da massiccio a ben stratificato »: è ancora la Formazione Conglomeratico-arenacea della Falda di Cariati a S. Morello e nella fascia che da M. Palumbo a M. Acquaviva a Cozzo Impriso arriva a S e gira ad E di Terravecchia. La stessa indicazione a W di Mandatoriccio ed a cavallo del F. Nicà a S di Scala Coeli rappresenta invece i conglomerati basali della Molassa a Clipeastri trasgressivi sul Cristallino. Infine seguono « arenarie tenere brunastre ben stratificate »: è sempre la Formazione Conglomeratico-arenacea della Falda di

Cariati a Cariati e nella fascia estesa da M. Palumbo a Cozzo della Ferocia-Terravecchia; invece in tutta la fascia che da Serra di Scannole va a Timpa Castelluzzo e a Scala Coeli, di dove continua come sottile intercalazione fin quasi alla strada Scala Coeli-Mandatoriccio in loc. La Palazzina, si tratta delle *Sabbie Giallastre* sottostanti e laterali alla Formazione Tripolacea nella successione autoctona, così come a S del F. Nicà nella zona di Timpa del Bosco-Marobello.

La formazione successiva verso l'alto appare nella Carta al 25.000 come « argille marnose, argille siltose e silts in alternanza con arenarie » a macrofossili eocenici rimaneggiati: è la grande area mediana della Falda di Cariati rappresentata dalla alloctona *Formazione Fliscioide*, estesa dalle località Furgero e Falsinetti a Serro S. Janni ed alle loc. il Pietraio e Pellegrino, fino a loc. Santo Vrase.

Le « argille marnose a *Globorotalia menardii* » che seguono verso l'alto nella legenda corrispondono in parte alle vere argille tortoniane a *G. menardii* in diretta continuità sulla Molassa a Clipeastri, come a W di S. Morello a cavallo del T. Arso ed in tutta la zona compresa fra il Vallone di S. Francesco ed il T. Albanetto sotto Scala Coeli, e di qui a S del F. Nicà verso Umbriàtico. Esse però vengono fatte corrispondere anche alle messiniane Sabbie marnose di Garicchi in tutta la fascia che da loc. Lanzerìa all'Acqua del Lavandaro alle Sciolle di Cola Grasso a Mendorizzi arriva fino al F. Nicà in loc. Pirainetto, riapparendo al Molino del Lauro.

Per il resto la tav. Cariati presenta una successione suprapliocenico-calabriana di sabbie-argille-conglomerati bruno rossastri, i quali ultimi possono costituire la spianata terminale del ciclo calabriano, ed inoltre la piana alluvionale del F. Nicà e del Carafune Cacciadebiti.

I terreni alloctoni del Complesso Crotonide, ed il relativo mancato riconoscimento nella Carta al 25.000, proseguono nelle tavolette Crùcoli, Cirò e Cirò Marina. Nella prima di esse la successione medio-supramiocenica comincerebbe con « argille marnose grigio chiare » e con « argille siltose e silts con sottili intercalazioni arenacee (flysch) ». Si tratta sempre delle messiniane *Sabbie marnose di Garicchi*, a N del F. Nicà dalle Manche di Cimalia alle loc. Praticello e Pozzo; fra F. Nicà e T. Sorvito in tutto il costone di Colle Schino-Colle Badia; a N di Crùcoli in tutta la plaga Serra Cavallo-Cozzo di Caposerra-Cozzo du Lampo-Carafuno di Cacciapica; da Crùcoli verso NE nella fascia Crùcoli-Timpa del Ranzo; a S e SW di Crùcoli lungo il versante orientale della valle del T. Sorvito.

Seguono le « argille policrome ad aspetto caotico » ossia le A. S. crotonidi, forse intercalate nelle Sabbie marnose di Garicchi da Crùcoli verso Timpa del Ronzo.

Tutto il resto dei terreni medio-supramiocenici, ossia « arenarie brunastre cementate », « conglomerati con bande arenacee », « arenarie brunastre con intercalazioni conglomeratiche », « conglomerati con occasionali intercalazioni arenacee », « arenarie brunastre con intercalazioni di argille siltose e silts », vien compreso nell'alloctona *Formazione Conglomeratico-arenacea* della Falda di Cariati da Roda (1967 a), dal lembo ad E di Terravecchia verso il F. Nicà (Cozzo Tiffarella-Timparello del Salice-Sopra i Timpe-Destra della Costa-Piscitello) a quello di Crùcoli (Acqua della Fica-Crùcoli-Serra dei Lupi-Frassìa) a quello a W di Crùcoli (Chiusella-Sciolle Petrosino-Destra di Ganga). A N del F. Nicà, in direzione di Cariati, anche le « argille siltose e silts con sottili intercalazioni arenacee » del lembo di Torre Piscitello rientrano nella stessa formazione alloctona della Falda di Cariati.

Al di sopra dei terreni miocenici si hanno: sabbie brunastre, argille siltose ad *Hyalinea balthica*, e discordanti sabbie e conglomerati bruno-rossastri, probabilmente rappresentanti tutto il ciclo calabriano. Formazioni recenti sono la piana deltizia del Nicà ed i fondivalle alluvionali del Nicà e del Sorvito.

La situazione si prolunga assialmente, e quindi più o meno allo stesso modo, nella tavoletta Cirò. Alla base i « conglomerati massicci con occasionali intercalazioni arenacee » rappresentano realmente la Molassa a Clipeastri. Seguono « arenarie brunastre con intercalazioni di argille siltose e silts »: corrispondono alla formazione delle *Sabbie Giallastre* di Roda (1967 a) da Melìa dei Fazi a S. Agata, a Crociminniti, a Serra del Trono, fin verso N alla Terratella. A Cozzo della Pigna a S-SE di Cirò rappresentano invece l'alloctona *Formazione Conglomeratico-arenacea*.

Le « argille marnose grigio-chiare, localmente con sottili intercalazioni arenacee (facies fliscioide) » rappresentano varie cose: anzitutto in gran parte si tratta delle normali argille marnose a *Globorotalia menardii* regolarmente sovrapposte alla Molassa a Clipeastri nella zona Fradduca-Serra della Campana-M. Ménnola-Serra della Pulce-Destra di Difisula-Timpa Cantamesse-Martorano-Corfo-Valle del T. Palombelli. Si tratta invece delle messiniane

Sabbie marnose di Garicchi nella zona sotto Cirò da C. Palombelli a C. Giaimo e S. Menno, e poi al di sopra della grande plaga delle Sabbie Giallastre (S. Agata-Serra del Trono) verso NW, da Serrone Pipino a Serra dell'Orso a Serra del Lago a Terratella a loc. Carusa a Palo Julio.

Le « argille siltose e silts con numerose e sottili intercalazioni arenacee (flysch) » corrispondono alle *Sabbie Giallastre* nella plaga circondata dalle sabbie calabriane a N di Cirò e sui due versanti del Lipuda a M. Anastasia, ed alle sovrastanti *Sabbie marnose di Garicchi* in tutta la fascia da Serra Sanguigna (NW Cirò) verso N fino al T. S. Venere.

Le « argille policrome di aspetto caotico » corrispondono alle alloctone A. S. crotonidi e si osservano da SE a NW di Cirò in una serie di lenti forse intercalate nelle Sabbie marnose di Garicchi, forse più probabilmente alla base della Falda di Cariati (Colluraro-C. Palombelli-C. Coppa).

Infine, le « arenarie brunastre con occasionali sottili intercalazioni argillose » rappresentano due formazioni ben distinte: nella plaga di La Serra di Pipino-M. Lelo-Passo di Lelo-Punta Vecchia-Serra di Cardacchio si tratta della messiniana terminale *Molassa di Palopoli;* nella plaga di Serra Acqua dei Lupi-Cozzo Panello-Magognana-M. Caciocavallo-Mordace si tratta dell'alloctona *Formazione Conglomeratico-arenacea* della Falda di Cariati, sempre secondo Roda (1967 a).

Seguono da Cirò verso la costa le sabbie brunastre e le argille siltose a *Cyprina islandica* del ciclo calabriano, e quindi i discordanti conglomerati bruno rossastri con terrazzi sui 70-80 m; infine le alluvioni recenti del fondovalle del T. Lipuda.

Nella tavoletta Cirò Marina i « conglomerati massicci » del basso versante NW della valle del Lipuda corrispondono alle *Sabbie Giallastre;* le « arenarie brunastre con occasionali sottili intercalazioni ecc. » in loc. Marcello e loc. Nuele sono sempre Sabbie Giallastre; le « argille marnose grigio-chiare, localmente con sottili intercalazioni arenacee (facies fliscioide) » corrispondono alle Sabbie Giallastre a S del Lipuda ed alle *Sabbie marnose di Garicchi* a N del torrente stesso; le « argille policrome di aspetto caotico » ossia le A. S. crotonidi si ritrovano intercalate nelle Sabbie di Garicchi a S di Puzzacchia e nelle Sabbie Giallastre a S del Lipuda nelle località Muzzunetti e Fego, di dove eventualmente continuano al di sotto delle alluvioni recenti fino a riallacciarsi in continuità con la massa delle A. S. I del Bacino Crotonese (Ogniben, 1955) a N di Torre Melissa.

Le « argille siltose e silts con numerose e sottili intercalazioni arenacee (flysch) » rappresentano le *Sabbie marnose di Garicchi* in loc. Puzzacchia, e le *Sabbie Giallastre* invece nell'angolo sinistro basso del foglio. Infine le « arenarie brunastre con intercalazioni di argille siltose e silts » dovrebbero essere l'estrema punta SE dell'alloctona *Formazione Conglomeratico-arenacea* della Falda di Cariati a C. Rinachello-loc. Mancuso.

Seguono sabbie brunastre ed argille siltose attribuite al Calabriano, e quindi sabbie e conglomerati bruno rossastri con terrazzi sui 50-80 m, ed infine la piana alluvionale del Lipuda e le estese superfici dunari di Punta Alice.

La complicata situazione geologica delle tavolette Calopezzati, S. Cataldo, Cariati, Crùcoli, Cirò, Cirò Marina dipende dalla presenza dei terreni del Complesso Crotonide, non distinti all'epoca del rilevamento della Carta al 25.000 (1958-1962) se non per le inconfondibili A. S., e dalla presenza di terreni messiniani in facies non evaporitiche (Ogniben, 1962; Romeo, 1967) oltre a quelli di facies evaporitica. La migliore illustrazione della zona risulta fino ad oggi il lavoro di Roda (1967 a) con cartina all'1:100.000 (v. avanti fig. 200), anche se privo dei dettagli di documentazione strutturale e stratigrafica senza dei quali l'area in questione non può considerarsi sufficientemente conosciuta.

La situazione diventa più semplice risalendo verso SW e verso l'alto il versante della Sila. Da Cirò e da Cariati si passa alla tav. Umbriàtico dove sono molto estesi i conglomerati trasgressivi sul Cristallino (Cozzo Nero, Cozzo Raca, Cozzo Cerzullo, Cozzo di Còrica, Timpa Melognara, Serra d'Antonio, Monte Pescaldo, Umbriàtico, Serra Lornarito, Manca di Mattia) e le « arenarie tenere bruno chiare » con essi associate o sovrapposte a costituire la Molassa a Clipeastri, particolarmente sviluppate verso W e SW ossia verso l'alto versante della Sila (Timpone Castelluzzo, loc. S. Marino, loc. Cacciapaglia, Campo di Vavole, Serra Archieri, Serra della Cona, Cozzo Perticaro), mentre verso il basso a N e NE di Umbriàtico generalmente sui conglomerati seguono in continuità le « argille marnose » della zona a *Globorotalia menardii.* Le « arenarie tenere brunastre » risultano infine intercalate alle argille marnose alla Serra S. Antonio ed alla Serra della Nava a NNE Umbriàtico.

La stessa successione di conglomerati-arenarie-argille continua nella tavoletta Campana tutt'attorno all'abitato omonimo, con una base di conglomerato chiaramente eluviale, mentre più a S nella zona di Serra Eloisa sono rappresentate solo le

arenarie e a W attorno a Bocchigliero si hanno conglomerati ed arenarie interstratificati. Più in alto ancora si stendono gli ultimi lembi di conglomerati al Destro di Pugliesi (tav. Fossiata) e nell'angolo destro basso della tav. Longobucco. Interessanti spianate di erosione a 1000-1099 m si hanno a W di Bocchigliero (tav. Campana, e fin entro le tavolette Fossiata e Longobucco), da collegare probabilmente con la colmata alla fine del Pleistocene inferiore, e piane alluvionali di origine lacustre in alta montagna, come nell'alta valle del Trionto (tav. M. Palèparto) e nell'alta valle del Cecita (tav. Fossiata), nonché terrazzi alluvionali a 250-330 m di quota nell'alta valle del F. Nicà sotto Campana (tav. Umbriàtico).

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino Crotonese, parte settentrionale

In linea generale il Bacino Crotonese può considerarsi abbastanza conosciuto attraverso le pubblicazioni di OGNIBEN (1955) e di RODA (1964 a; 1965 a; 1967 b; 1970). Tuttavia in questi lavori non si ha un dettaglio paragonabile a quello di un rilevamento al 25.000 se non per gran parte delle tavolette Melissa, Stróngoli e Verzino (OGNIBEN, 1955) e per la tavoletta Belvedere di Spinello (RODA, 1965), e pertanto è necessario l'esame della Carta al 25.000 (che è del 1958-62).

La possibilità di un confronto fra questa carta e gli anzidetti lavori specifici rende opportuno separare la trattazione della metà settentrionale del Bacino Crotonese da quella della metà meridionale, dove queste possibilità di confronto non ci sono.

Per il margine Nord del Bacino si può cominciare dalla tavoletta Torre Melissa, che costituisce un aggancio con la zona Rossano-Cirò. Al di sotto della grande colata di « argille policrome per lo più caotiche » (= A. S. I del Complesso Crotonide, OGNIBEN, 1955) essa distingue: « argille marnose grigio chiare con sottili intercalazioni arenacee (facies di flysch) »; « argille siltose grigie e silts con numerose sottili intercalazioni arenacee (facies di flysch) »; « silts grigi ed argille siltose con intercalazioni arenacee a stratificazione incrociata (facies di flysch) »: si tratta sempre della formazione delle *Sabbie Giallastre*, che RODA (1967 a) ha distinto nella parte alta delle Argille marnose del Ponda (ossia dei depositi tortoniani fini in continuità sulla Molassa a Clipeastri) di OGNIBEN (1955). Le « arenarie brunastre con frequenti vene di calcite » sono riportate in due estesi lembi a Punta Spineta e in loc. Mortilla, dove lo scrivente nel 1955 aveva cartografato la falda delle A. S. I. La menzione delle frequenti vene spatiche fa pensare che debba trattarsi di materiale tettonizzato, e quindi effettivamente appartenente al Complesso Crotonide.

Al di sopra delle A. S. I seguono « argille siltose » e « sabbie brunastre » mediopliocenicheca-labriane; il confronto con la carta di OGNIBEN (1955) mostra che le prime corrispondono alle *Argille marnose di Timpa Biso* ed alle *Argille marnose di Gigliolo*, le seconde all'*Arenaria di Strongoli*, e cioè secondo la Tav. I di RODA (1964 a) in pratica al Pliocene superiore. Seguono i conglomerati dei terrazzi marini ed alluvionali, e le formazioni recenti della piana costiera da Torre Melissa verso Cirò Marina e del fondovalle del Borrone della Marina.

La tavoletta Stróngoli mostra la base del Complesso Postorogeno, poggiante sul Cristallino con « conglomerati massicci » ed « arenarie brunastre » che costituiscono la Molassa a Clipeastri, e quindi « argille marnose grigio-chiare, localmente con sottili intercalazioni arenacee (facies fliscioide) » seguite verso l'alto da « argille siltose grigie e silts, con numerose sottili intercalazioni arenacee (facies di flysch) a *Globorotalia menardii* ». Queste due ultime formazioni corrispondono rispettivamente alle Argille Marnose ed alle Sabbie Giallastre che RODA (1967 a) distingue entro alle « Argille marnose del Ponda » di OGNIBEN (1955).

Al di sopra dei livelli tortoniani la Carta al 25.000 mostra « silts grigie ed argille siltose con frequenti intercalazioni di arenarie con vene di calcite, a stratificazione incrociata (facies di flysch) »: la tettonizzazione indica che questo materiale, ubicato entro le A. S. I di OGNIBEN (1955) fa parte del Complesso Crotonide (v. avanti) come le « argille policrome ecc. ».

Al sovrastante Sarmaziano sono attribuite marne tripolacee, calcare marnoso o evaporitico, gessi e nuovamente « argille policrome » che poi sono le crotonidi A. S. II di OGNIBEN (1955). Al Pliocene medio-Calabriano sono attribuite « arenarie e sabbie brunastre » a Spartizzo, Casabona, le Murge, e poi « argille siltose » molto estese da Manca Spartizzo a Timpa Biso a Palombara, ed infine « sabbie brunastre » a Serra Vrione, Stróngoli, Serra di Craparizzo, con netto regresso rispetto ad OGNIBEN (1955) che descrive una molto più articolata successione pliocenica.

Nella tavoletta Verzino entro la Molassa a Clipeastri viene rilevata l'esistenza di lembi calcarei. Viene esagerata l'estensione dei Tripoli (« com-

plesso piuttosto variabile ») e relativi prodotti di frana, vengono troppo dettagliati i terreni messiniani; l'estesa e complessa successione pliocenica viene invece ridotta ad « argille siltose e silts » e « arenarie » mediopliocenico-calabriane, retrocedendo così da OGNIBEN (1955) a GIGNOUX (1913).

La tavoletta Savelli mostra i conglomerati basali tortoniani in lembi sparsi sul granito e sui gneiss (Macchia di Tuono, Palla Palla, Ponticello, Serra Pirai, Ripoli a S di Savelli, Fiumefreddo a W di Verzino). Seguono le arenarie grossolane (Grotte dello Scavo nell'angolo NE del foglio e sotto Cerenzìa Vecchia nell'angolo SE) e le argille siltose sempre nell'angolo SE verso la valle del Lese, dove risultano appartenere alla zona a *G. menardii* in RODA (1965 a); infine la grande placca di gesso messiniano a Cerenzìa Vecchia.

Nella tavoletta Caccuri che segue verso S quasi metà della superficie è occupata dalla grande monoclinale della Molassa a Clipeastri, complessivamente pendente verso E e comprensiva dei seguenti terreni: « conglomerati e sabbie »; « sedimenti clastici ecc. »; « silts e sabbie siltose »: i salienti della monoclinale arrivano fino a Santa Rania, fino ad Acquafredda-Parpusa-Caccuri e fino a Cerenzìa, con pochi lembi sparsi più in alto. Nei bassi versanti della monoclinale, ed in alto fino al Vallone dell'Orto, le « argille, silts argillose e silts grigio chiare » corrispondono alle argille marnose a *G. menardii*. A Namorella esse comprendono in parte i gessi della *Formazione Evaporitica Superiore*, in parte forse anche blocchi di gesso in posizione eluviale, a giudicare dalla carta della tavoletta attigua in RODA (1965 a).

Le « argille siltose bianche tripolacee », ossia il Tripoli, sono continue da loc. Casella e Destro fin sopra loc. Quote, per poi riprendere dalla Cantoniera Campodenaro alle Coste del Sale. Al di sopra appare quasi continuo e ben sviluppato il « calcare cavernoso » evaporitico e poi il « gesso » in straterelli. Al di sopra seguono « argille sabbiose e silts » probabilmente corrispondenti alle mediopliocenìche *Argille marnose di Spartizzo*, quindi « arenarie e siltiti bruno-chiare » probabilmente corrispondenti alla messiniana *Formazione Detritico-salina*, così come anche il « Calcare arenaceo compatto », sempre a giudicare dalla carta di Belvedere Spinello di RODA (1965 a). A N del Neto sono ben sviluppate le alluvioni terrazzate e nella piana del Neto le alluvioni recenti.

Un utile test di raffronto si ha nella tavoletta Belvedere Spinello, oggetto di rilevamento al 10.000 e di alcuni anni di studio stratigrafico da parte di RODA (1965 a) e quindi, ceteris paribus, a miglior grado di affidamento. Il rilevatore però sembra non aver tenuto conto nemmeno del vecchio lavoro di OGNIBEN (1955), ma solamente di quello di GIGNOUX (1913). Per quanto riguarda la parte miocenica del Complesso Postorogeno si ha una certa corrispondenza con la carta di RODA (1965 a). Le « arenarie grossolane » nell'angolo NW del foglio corrispondono alla *Formazione di S. Nicola* (Molassa a Clipeastri) e le « argille siltose a *G. menardii* » fra le valli del Lese e del Lepre all'*Argilla marnosa del Ponda*. Le « argille siltose bianche tripolacee » sono il *Tripoli*, segnato solo nei pochi affioramenti di loc. Trabbese. I « depositi di gesso » corrispondono complessivamente alla *Formazione Evaporitica Inferiore* della valle del Lese da monte fino a loc. Buttiglieria sul versante E, e fino a comprendere la valle del Lepre sul versante W.

Le « argille siltose da grigio chiare a brune », le « arenarie e siltiti grigio chiare », il « calcare arenaceo » corrispondono in parte alla *Formazione Detritico-salina* (fra T. Lepre e F. Neto e nel fondovalle a monte del Ponte di Pietralunga) e in più gran parte alla *Formazione Evaporitica Superiore* nei lembi sui due versanti del Burrone Cufalo, nel lembo fra Bocca del Lepre e Fosso Surriaggio e nei due lembi rispettivamente sotto Belvedere e sotto Altilia. Infine il « conglomerato poligenico » corrisponde al *Conglomerato delle Carvane* che RODA (1965 a) pone come base del Pliocene.

Per quanto riguarda il Pliocene medio-Calabriano, le « argille, argille siltose e silts a *Globigerina inflata* » nella carta di RODA (1965 a) risultano corrispondere: all'infrapliocenica *Marna argillosa dei Cavalieri* alla Timpa Cavalieri, in loc. Miliato, loc. Cupone, loc. Vasenza, a Colle Segreto, alla confluenza Neto-Lese, in loc. Sàlice sulla sponda NE del Vìtravo, in loc. Cutucchiusa-V. della Calcara a S di Belvedere Spinello, in loc. Ardavuri ad E di Altilia, al Timpone Rocella ed in loc. Pettinicchio all'angolo SE del foglio; corrispondono invece alla mediopliocenica *Argilla marnosa di Spartizzo* al Fosso S. Jannelli, a Fontana S. Jorgio-loc. l'Amera, a Gabella Grande, a Fontana Pavia-loc. Gonia, a Palazzo Tallarico-Palazzo Vecchio all'angolo NE del foglio, sotto Belvedere Spinello da Madonna dell'Arco per loc. Petra e loc. Fraga fino al Vìtravo, ed oltre questo fiume in loc. Corvicello-Giardino Ragolella; corrispondono infine alla suprapliocenica *Argilla marnosa di Cutro* (calabriana solo alla sommità) in loc. S. Francesco a S del Neto, in loc. Barretta-Bruchetto-Colle della Fata-Bofalarizza sottana-Cartetta-Valle del Comune-

Malapezzo fra Neto e Vìtravo, loc. Molino Nuovo a N del Vìtravo.

A loro volta le « arenarie a cemento calcareo e sabbie bruno chiare » corrispondono: all'infra-medio-pliocenica *Molassa di Zinga* alla Serra Tre Vescovi fra Neto e Lese, quindi fra Lese e Vìtravo negli allineamenti Timpa Cavalieri-Montagnola, Scinietto-Montagna, Belvedere Spinello-Ogliastretto-Timpa della Tripoda, Timpa del Salto-M. Miriste-loc. Iermanati ed in quello sull'ansa del Vìtravo a N di Colle della Fata, ed infine negli affioramenti di Montagna Piana e N di Palazzo Tallarico a N del Vìtravo, e nella zona di Timpone Rocella a S del Neto; corrispondono invece alla medio-suprapliocenica *Molassa di Scandale* in loc. Fontana fra Neto e Lese, a S del Neto in loc. Limaga e loc. S. Francesco, fra Neto e Vìtravo negli allineamenti Colle Cavogliara-loc. Grasso a SW di Belvedere Spinello, N loc. Fontanelle, Serra Filetto-Giardino Puzzillo, Valle del Comune-versante NW Serra Luigiazzo; corrispondono infine alla calabriana *Molassa di S. Mauro* in tutta la fascia Serra Finocchiaro-Serra Molara-Serra dei Fichi-Polligrone Centro fra Neto e Vìtravo.

Seguono le alluvioni terrazzate sui versanti della valle del Neto a monte della confluenza col Lese e le alluvioni recenti dei fondivalle del Neto, del Lese e del Vìtravo.

La contiguità con Belvedere Spinello permette di valutare anche la tavoletta Rocca di Neto più ad E. I livelli più profondi sono segnati come Pliocene medio-Calabriano diviso in cinque terreni diversi, e cioè dal basso « argille siltose ad *Anomalina balthica* », « silts », « arenarie e sabbie brunastre », « sabbie e conglomerati brunastri », « sabbie brunastre ». In realtà lungo il margine W della tavoletta affiorano da N a S secondo il rilievo di Roda (1965 a): la infra-medio-pliocenica *Molassa di Zinga* nelle « arenarie e sabbie brunastre » di Casabona, la mediopliocenica *Argilla marnosa di Spartizzo* nelle « argille siltose » appena a S di Casabona, la suprapliocenico-calabriana *Argilla marnosa di Cutro* nelle stesse « argille siltose » sui due lati del Vìtravo, la calabriana *Molassa di S. Mauro* nelle « arenarie e sabbie brunastre » della massa Serra Polligrone-Timpone Bocchetta-Serra Scirropio costituente un graben in direzione SW-NE, ed infine l'infrapliocenica *Marna argillosa dei Cavalieri* nelle « argille siltose » di Valle Scirropio. Dato che nella tavoletta Rocca di Neto continua certamente la struttura a graben postcalabriani della tavoletta Belvedere Spinello, non è possibile analizzare il rimanente. Al di sopra delle faglie rimangono i terrazzi fluviali lungo il Neto e le alluvioni recenti dei larghi fondivalle del Neto, del Vìtravo, del T. Seccata e del Fosso Bruchetto.

Anche la costiera tavoletta Fasana mostra « argille siltose », « silts », « sabbie brunastre » del Pliocene medio-Calabriano, con probabile corrispondenza all'*Argilla marnosa di Cutro* ed alla Calabriana *Molassa di S. Mauro*, dato che ci si allontana dai margini del bacino. Al di sopra seguono sabbie e conglomerati terrazzati, marini e fluviali e le alluvioni recenti del delta del Neto, con le larghe plaghe dunari sui due lati del delta.

Contigua verso S alla tavoletta Belvedere Spinello, e quindi confrontabile lungo il suo margine Nord, è la tavoletta Santa Severina. In essa appare in loc. Petraro a W di Santa Severina un « conglomerato poligenico » sarmaziano che corrisponde al *Conglomerato delle Carvane* assegnato alla base del Pliocene da Roda (1965 a).

Interessante la segnalazione della legenda che « alcuni dei ciottoli del conglomerato sono costituiti da calcari compatti bruni e verdastri, che attualmente non si trovano in affioramento nella zona ». Si tratta evidentemente di materiali sicilidi, che attestano un trasporto sedimentario da E (v. Ogniben, 1955). Seguirebbe poi il Pliocene medio-Calabriano rappresentato da « argille siltose », « silts » ed « arenarie a cemento calcareo ». Tuttavia ciò non vien confermato dal rilievo di dettaglio da parte di Di Grande (1972). A parte l'affioramento sarmaziano di loc. Petraro che resta confermato, le « argille, argille siltose e silts » della Carta al 25.000 risultano in realtà corrispondere a: *Marne argillose dei Cavalieri* (infraplioceniche) in loc. il Passo a W di S. Severina (dove infatti anche la legenda della Carta al 25.000 riporta microfaune a *Globorotalia hirsuta* = *G. margaritae*), nonché in loc. Roccella a NE di S. Severina; *Argille marnose di Spartizzo* (mediopliioceniche) nell'angolo NW della tavoletta e in una zona allungata compresa tra Roccabernarda e M. Capraro, e poi a N di M. Capraro; *Argille marnose di Cutro* (suprapliocenico-calabriane) nel resto della tavoletta. Le « arenarie a cemento calcareo » risultano corrispondere alla *Molassa di Zinga* (infrapliocenica) in tutta la zona diretta NS compresa tra Timpa della Zita e M. Capraro a metà della tavoletta, nonché a S. Severina; alla *Molassa di Scandale* nell'angolo NW della tavoletta, a Serra Schimizzi ed a Rocca Bernarda a metà tavoletta, a Serra dell'Aranco ed a Serra Cacciatori verso il margine E della tavoletta; alla *Molassa di S. Mauro* alla Timpa delle Rose verso W ed in tutta la fascia S Mauro Marche-

sato-il Diastro verso E. Le « silts e siltiti grigi » non sono altro che gli orizzonti di passaggio graduale fra l'Argilla marnosa di Cutro e la Molassa di S. Mauro, come risulta dalla sezione stratigrafica di Di Grande (1967 a). La manchevole stratigrafia della Carta al 25.000 ha impedito ai rilevatori di osservare che la struttura tettonica della zona compresa nella tavoletta S. Severina corrisponde essenzialmente ad un horst mediano diretto NS, con le marne e molasse infraplioceniche fagliate verso E contro le argille e molasse suprapliocenico-calabriane, e le argille marnose e molasse mediopliocenice della zona di Roccabernarda fagliate verso W contro le argille suprapliocenico-calabriane. La struttura ad horst prosegue verso N nella stessa direzione fino ad Altilia ed al F. Neto, girando poi verso NE a partire da Belvedere Spinello, come risulta dal rilievo di Roda (1965 a). Anche la cartina della fig. 1 di Di Grande (1967 a), corrispondente al quarto SE della tavoletta (v. addietro fig. 155) mostra la parte orientale della struttura ad horst, che non trova alcuna corrispondenza nella Carta al 25.000.

Le alluvioni antiche terrazzate sono sviluppate lungo il F. Tàcina ed il F. Soleo, le alluvioni recenti nei fondivalle di questi due fiumi e del Neto nell'angolo NE del foglio.

Il confronto delle tavolette Belvedere Spinello e Santa Severina coi dettagliati rilievi di Roda (1965 a) e Di Grande (1972) dice che entro il Pliocene medio-Calabriano della Carta al 25.000 in realtà sono estesissimi il Pliocene inferiore, quello medio e quello superiore oltre al Calabriano, e che la loro mancata distinzione stratigrafica impedisce qualsiasi ricostruzione strutturale del bacino. La cosa è tutt'altro che indifferente ai fini applicativi, se si pensa ai giacimenti di salgemma attualmente sfruttati nella Val di Neto con metodi per soluzione che richiedono esatta conoscenza delle strutture geologiche (appunto quelle testè descritte), ed anche all'eventuale prosecuzione in queste regioni delle linee tettoniche altamente sismiche del fascio Còmiso-Catania-Messina-S. Eufemia.

Verso E, ossia verso il centro del bacino, segue la tav. Scandale, con alla base « arenarie e sabbie brunastre ad *Anomalina balthica* ». Dai dati della tavoletta Santa Severina si può arguire che l'allineamento SW-NE Valle del Palombaro-T. Cipòdero segni una faglia che divide la calabriana *Molassa di S. Mauro* del dosso il Diastro-Destro Ferrato-Serra di Faraone-Latina dalla medio-suprapliocenica *Molassa di Scandale* del horst Scandale-Manco Ferrato-Mandato-la Lustra-Sant'Elia-Casone di Scandale-Burrone di Don Ciccio, limitato verso SSE dalla faglia C. Conso-C. Meniscalchi-Case Ditture-Zumpo. Per il resto, la « argille siltose ad *Anomalina balthica* » che si stendono dalla faglia ora nominata ai margini S ed E del foglio appaiono chiaramente sovrapposte alla Molassa di Scandale, e quindi corrispondono all'*Argilla marnosa di Cutro*, suprapliocenica in massima parte e calabriana alla sommità. Per le « sabbie brunastre » e le « silts ad *Anomalina balthica* » cartografate in vari lembi lungo il Neto non si hanno dati per una valutazione. Sabbie e conglomerati fluviali antichi terrazzati seguono il corso del Neto, mentre in tutta la metà sud-orientale della tavoletta sono estesi i terrazzi marini. Alluvioni recenti nei larghi fondivalle del Burrone di Cacchiavia, della Valle di Mezzaricotta, del Vallone di Crepacuore, del Fosso di Trepalloni, del T. Cipòdero.

Anche la costiera tavoletta Gabella Grande presenta « argille marnose ad *Anomalina balthica* » corrispondenti all'*Argilla marnosa di Cutro*, « silts bruno giallastre » probabilmente facenti parte della stessa formazione, conglomerati marini antichi terrazzati e la piana alluvionale recente da Crotone verso N.

Verso W, ossia verso il bordo del bacino, alla tavoletta Santa Severina succede la tavoletta Petilia Policastro. Vi continua, come già visto verso N nella tavoletta Caccuri, la monoclinale inclinata verso E della Molassa a Clipeastri, rappresentata dai « conglomerati » e dalle « arenarie a cemento calcareo », risalendo sui vari costoni da Cotronei a Colle Sproviero, da Colle della Chiesa al Colle di Portiglia, da Petilia Policastro a loc. Cardopiano, da Foresta a loc. Badessa oltre a vari lembi discontinui verso Colle d'Arena. Le « argille siltose a *Globorotalia menardii* » affiorano a SW di Petilia Policastro in loc. Insarco, e poi a N del paese con un affioramento quasi continuo dalla confluenza F. Soleo-T. Cropa per Colle della Chiesa- Pantanovalle Turvole-Sberno, con regolare struttura monoclinale in continuità sulla Molassa a Clipeastri. Seguono le « argille tripolacee » in loc. Sberno, e poi il « calcare da grigio chiaro o biancastro a bruno chiaro » evaporitico ben sviluppato a S di Foresta, dal cimitero di Petilia Policastro alla confluenza Soleo-Cropa, in tutta la monoclinale Palazzo Mortelletto-Colle della Chiesa-Foresta Carvelli, diffusamente affiorante nella monoclinale di loc. Riviotti fra il F. Tàcina e Valle Turvole, ben sviluppato infine nella prosecuzione della monoclinale a loc. Comuni ad E di Cotronei. Seguono verso l'alto o anche lateralmente al calcare evaporitico le « silts »

e le « arenarie e sabbie bruno-chiare » con intercalati banchi di gesso tutt'attorno a Petilia Policastro. Le « argille siltose e silts » contengono invece intercalati i banchi di gesso della Valle Turvole e probabilmente anche quelli della loc. Sberno dove sono segnate come « argille siltose a *G. menardii* ». Infine si hanno « arenarie e siltiti » terminali a loc. Riviotti e « conglomerato poligenico » terminale a loc. Scavino a NE di Petilia Policastro.

Come Pliocene medio-Calabriano sono riportate « argille siltose » e « arenarie a cemento calcareo » di cui non si sa niente di preciso, regolarmente scendenti verso E verso la contigua tavoletta Santa Severina. Estesissime sono le alluvioni antiche terrazzate (Foresta-Stazione Mesoraca, loc. Scardiati, loc. Cerasaro).

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino Crotonese, parte meridionale

Il bordo del bacino continua verso S nelle tavolette Sersale e Cròpani. Nella prima si continua a vedere la monoclinale della Molassa a Clipeastri con conglomerati trasgressivi sul Cristallino a Mesoraca, a S di Filippa, nell'alta valle del F. Nàsari, sopra Petrona e di qui verso Cerva, sotto Andali e sotto Sersale. Le « arenarie a *Clypeaster* » affiorano con un esteso lembo sui conglomerati a Filippa e con altro esteso saliente direttamente sul Cristallino a Belcastro. Le « argille siltose », probabilmente a *Globorotalia menardii*, affiorano invece direttamente sui conglomerati solo a Mesoraca. Segue la Serie Solfifera in gran parte staccata dagli affioramenti precedenti da un gradino di faglia diretto NS che sembra andare da loc. Salinella ad E di Mesoraca al Timpone Cocuzzito a loc. Migali fino a C. Pisoni a SE di Belcastro, ribassando il Bacino Crotonese rispetto alla Sila. Il « calcare cavernoso » evaporitico poggia sulle argille tortoniane a Mesoraca e ad Arietta, direttamente sulle arenarie a N di Belcastro ed a Belcastro stessa. Le « argille siltose e silts argillose » equivalgono alla Formazione Evaporitica Superiore di Roda (1964 a), molto sviluppate in una fascia continua ad E di Belcastro-Arietta-Mesoraca con intercalati banchi di gesso e di calcare, e probabilmente con equivalenze laterali anche alle « arenarie tenere e sabbie grossolane » ed alle « silts e silts sabbiose grigie ». Le « arenarie a cemento calcareo » costituiscono un sedimento messiniano terminale esteso sotto Mesoraca, sotto Arietta ed in loc. Madonna Lucrezia sotto Belcastro, dove sembrano far passaggio al « conglomerato poligenico » ossia al Conglomerato delle Carvane di Roda (1964 a).

La tavoletta Sersale segnala anche « argille siltose a *Sphaeroidinella seminulina* » infra-medioplioceniche direttamente trasgressive sul Cristallino e sulle « arenarie tenere e sabbie grossolane » messiniane a S di Andali. Seguono « argille siltose » ed « arenarie » mediopliocениche-calabriane, forse riferibili all'Argilla di Cutro ed alla Molassa di S. Mauro. Estese fra Arietta e Mesoraca le alluvioni antiche terrazzate, con alluvioni recenti nel Fosso di Mesoraca.

Nella tavoletta Cròpani il Bacino Crotonese si apre verso W nella stretta di Catanzaro, con cambiamento di direzione da NS ad EW al bordo dei bacini di sedimentazione postorogena. In dipendenza di questo fatto i conglomerati basali si allargano estesamente, coprendo gran parte del quarto NW della tavoletta e raccordando la zona di Sersale con quella di Zagarise. Le arenarie della Molassa a Clipeastri sono invece poco sviluppate verso Zagarise, in loc. Erbarolo. Le « argille a *Globorotalia menardii* » sono sviluppate in loc. Fiumara all'estremo W, di dove si estendono poi largamente verso Sìmeri e Sellìa, ed in una sottile fascia sul Cristallino sotto Cròpani. Sopra le argille tortoniane seguono « arenarie tenere e sabbie grossolane » molto estese e poco conosciute, forse già messiniane, sul Cristallino e sui conglomerati a Cuturella, sul Cristallino da loc. Talarico a C. Porcherìa sotto Cuturella, nonché da S. Lorenzo a C. Palumbo a Contr. Barveriti sopra Cròpani; sui conglomerati tortoniani e sul Cristallino da C. Fego di Calamo a C. Carbonara ed al Molino Rocco a S di Cròpani, dove termina la monoclinale diretta NS del Bacino Crotonese e comincia quella EW della stretta di Catanzaro, ed infine a Colle Lina verso Soverìa Sìmeri.

Al di sopra segue il « calcare evaporitico » molto sviluppato, dalla loc. Talarico verso N agli estesi affioramenti della parte della monoclinale a direzione NS sotto Cuturella e Cròpani fino al Molino Rocco, con i lembi distaccati sopra Cròpani ed in Contr. Barveriti. Ricompare poi verso W, nella parte della monoclinale a direzione EW, presso Castellace ed a Colle Lina. Seguono le « argille siltose e silts » equivalenti alla Formazione Evaporitica Superiore di Roda (1964 a), molto sviluppate nell'angolo NE del foglio al di là del F. Nàsari in Contr. le Carvane, sormontate dal « conglomerato poligenico » delle Carvane a Colle Crivora.

Al Pliocene inferiore vengono ascritti lembi sparsi, trasgressivi dal calcare evaporitico e dalle « arenarie tenere » messiniane ai conglomerati tortoniani ed al Cristallino, di « argille siltose e marnose »

con microfaune a *Globorotalia hirsuta* (= *G. margaritae*) e « conglomerati e ghiaie » sovrapposti al calcare evaporitico. Altri terreni attribuiti al Pliocene inferiore compaiono a W del T. Raga-T. Urìa ma fanno già parte della monoclinale EW della stretta di Catanzaro. Estesissime « argille siltose grigio-azzurre », attribuite al Pliocene medio-Calabriano, coprono tutta la fascia orientale della tavoletta dalla zona del Timpone Giudei a quella del M. Basilicata verso Cròpani Marina, e corrispondono probabilmente all'Argilla marnosa di Cutro.

Esse continuano a W del T. Scilòtraco Rocca, dal quale in avanti possono essere considerate parte della stretta di Catanzaro. Seguono conglomerati grossolani e sabbie terrazzate, e le alluvioni recenti dei fondivalle e della piana costiera di Cròpani Marina.

Dalla fascia di bordo del bacino descritta nelle tavolette Sersale e Cròpani si scende in zone meno marginali nelle tavolette Marcedusa e Botricello. Nella prima i terreni più antichi affiorano nell'angolo SW con la Formazione Evaporitica Superiore di Roda (1964 a), rappresentata nella Carta al 25.000 da « argille siltose grigie con intercalazioni di arenarie » e dai « gessi » e sormontata dal « conglomerato poligenico » (= Conglomerato delle Carvane) delle loc. Olivella, Foresta e Vallone Stretto. Questi terreni si allargano grandemente verso SE nella tavoletta Botricello, dove la Formazione Evaporitica Superiore è rappresentata dalle « argille e silts con lenti di gessi » estese fra il Tàcina e la Valle di Pozzo Fieto e fra Tàcina e Fosso Arango, e dalla « argille siltose e silts » della loc. le Carvane. Le « arenarie tenere e sabbie grigio brunastre » assumono a C. Mazza, C. Farago, Timpone Arciere Sud una posizione terminale, laterale al Conglomerato delle Carvane della Timpa delle Carvane, Colle Crima, Timpone Tenese, ma anche sottoposta allo stesso conglomerato a NE di Case Magliacane ed al Timpone Arciere Nord.

Nella tavoletta Marcedusa sopra le formazioni messiniane vengono date « argille siltose ad *Anomalina balthica* » estese a tutta la tavoletta e probabilmente corrispondenti alla suprapliocenico-calabriana Argilla marnosa di Cutro, ed « arenarie a cemento calcareo » ad essa chiaramente sovrapposte sull'allineamento NNW-SSE Troiani-C. Canaletto-Timpone Pulcino-Marcedusa-Colle Arnone-C. Pozzo, probabilmente corrispondenti alla calabriana Molassa di S. Mauro. Nella tavoletta Botricello gli affioramenti messiniani del Fosso Arango sopportano un allineamento di « argille siltose a *Globorotalia hirsuta* » estese fino a C. Magliacane sulla S.S. Jonica e probabilmente corrispondenti alla Marna argillosa dei Cavalieri di Roda (1964 a), mentre per il resto affiorano solo « argille siltose grigio-azzurre » probabilmente corrispondenti all'Argilla marnosa di Cutro.

Molto estese nelle due tavolette le alluvioni terrazzate ai due lati del F. Tàcina e lungo la costa, le alluvioni recenti dei fondivalle del Tàcina, del F. S. Antonio, del F. Crocchio, della valle di Pozzo Fieto e della piana costiera di BotricelloSteccato, nonché le piane dunari ai due lati dell'embrionale delta del Tàcina.

Verso la zona mediana del Bacino Crotonese (tenendo conto della sua parte sommersa) si stendono le tavolette Cutro e S. Leonardo di Cutro. I terreni più profondi, ed affioranti nella massima parte di esse, sono le « argille siltose » corrispondenti alla suprapliocenico-calabriana Argilla marnosa di Cutro e fatte oggetto di una sezione tipo del passaggio Pliocene-Calabriano al capo di Le Castella (Selli, 1967 a). Seguono le sabbie ed i conglomerati antichi terrazzati in diversi ordini di terrazzi, ed infine le alluvioni recenti dei fondivalle. La costa della tavoletta S. Leonardo di Cutro prosegue verso N nelle tavolette Isola di Capo Rizzuto e Crotone, dove pure affiorano le « argille siltose ad *Anomalina balthica* » (= Argilla marnosa di Cutro) ed i terrazzi in sette ordini da 0 a 230 m di quota come precisato in Selli (1962 a), nonché le alluvioni recenti del Vallone Verga, del F. Ésaro ed altre piccole piane fluviali.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: stretta di Catanzaro, parte orientale del versante settentrionale

I depositi postorogeni del bordo N della stretta di Catanzaro nelle tavolette orientali (Cròpani, Sìmeri e Crichi, Tiriolo, Caraffa di Catanzaro, Catanzaro, Sellìa Marina) si riallacciano al tipo della parte meridionale del Bacino Crotonese di cui costituiscono la diretta continuazione. Così nella tav. Cròpani agli estesi conglomerati dell'angolo NW del foglio seguono le poco sviluppate arenarie a Clipeastri, le argille a *Globorotalia menardii* di loc. Fiumara all'estremo W, ed infine l'estesa monoclinale delle « arenarie tenere e sabbie grossolane » di passaggio al Messiniano, che dal Molino Rocco (dove termina la monoclinale con direzione NS del bordo del Bacino Crotonese) affiora fino a C. Frassillo, per poi ricomparire da Colle Rotondo a Colle Lina all'estremo W del foglio. Sopra di

esse abbastanza sviluppato è il « calcare evaporitico » in loc. i Grofi, a Colle Rotondo, a Colle Lina. Estremamente interessante la segnalazione dei « conglomerati poligenici » sarmaziani che seguono verso l'alto, composti da elementi cristallini e « in buona percentuale, da calcari. Alcuni di questi finemente cristallini, verdastri o rosati, non risultano affiorare attualmente nella zona ». Si tratta di materiale con ogni probabilità sicilide, attestante un trasporto sedimentario da E (v. OGNIBEN, 1955).

Ben sviluppato appare il Pliocene inferiore nella parte W del foglio, da Colle Lina alla confluenza dei torrenti Raga-Urìa-Scilòtraco, con conglomerati poligenici-sabbie e silts-argille a *Globorotalia hirsuta* (= *G. margaritae*). La trasgressione infrapliocenica assumerebbe pertanto aspetti « normali ».

Al Pliocene medio-Calabriano sono ascritte « argille siltose grigio-azzurre » che continuano dal limite col Bacino Crotonese (T. Scilòtraco Rocca) verso W per loc. Castelliti-Colle Acalella-Timpone dei Grofi fino all'angolo SW del foglio, con probabile corrispondenza all'Argilla marnosa di Cutro. Esse si estendono verso S nella tavoletta Sellìa Marina in quattro costoni collinari tra Fosso Cucina e T. Scilòtraco Rocca, tra questo e il T. Urìa, tra questo ed il T. Umbro, ed infine tra questo ed il T. Sìmeri.

Estesi i terrazzi ghiaioso-sabbiosi continentali e marini, nonché le alluvioni recenti dei fondivalle e della piana costiera di Cròpani Marittima che continua verso SW lungo tutta la tavoletta Sellìa Marina fin oltre la Stazione di Sìmeri e Crichi, con ampie fasce dunari interposte fra le zone di foce dei fiumi.

Verso W il Complesso Postorogeno continua nella tavoletta Sìmeri e Crichi e nella tavoletta Catanzaro. I conglomerati basali affiorano in lembi discontinui sul Cristallino nella zona di Zagarise, salendo verso N entro la tavoletta Taverna in loc. Monacarìa, Colle Saetta, Timpone Chiesola, Colle Ariano, e nell'alta valle del Sìmeri con un saliente che monta fino a S. Pietro a Magisano di dove scende col suo bordo occidentale per Sellìa, Timpone Pergolacci, Timpone Grotta di Mezzogiorno nella tav. Sìmeri e Crichi, e giù fino a Case di Alli nella tav. Catanzaro, di dove i conglomerati riappaiono verso W in Contr. S. Domenica, nei fondivalle dei torrenti Mosòfalo e Fiumarella alla loro confluenza sotto Catanzaro, ed in lembi isolati in Contr. Mala, Siano, Contrada Sangue di Cristo e nei sobborghi settentrionali di Catanzaro (Seminario Pio X, Pontegrande, Contrada Palombara, strada per S. Elìa).

Nel grande saliente monoclinale che culmina a S. Pietro a Magisano sono sviluppatissime le arenarie della Molassa a Clipeastri in alternanza con sabbie ed argille, nella tav. Sìmeri e Crichi da Timpone Ragazzi a Sellìa e di qui scendendo a S per la valle del Fosso Parasiago, fino a Contr. Petrara nella tav. Catanzaro. Anche nella punta settentrionale del saliente le arenarie sono estese da loc. Arsanise (tav. Sìmeri e Crichi) a loc. Serra (tav. Taverna). Un altro grande lembo si estende a N di Catanzaro in loc. Pontegrande-Palombara, e poi al Fosso Spurchiamanna-Contr. Fattivenite.

Le « argille, argille marnose ed argille siltose a *Globorotalia menardii* » sono poco estese, apparendo solo in loc. Mandilicchi all'estremo E della tav. Sìmeri e Crichi. Più estese invece le « arenarie tenere e sabbie » probabilmente di passaggio al Messiniano per la loro quasi costante sottoposizione al « calcare evaporitico ». Le « arenarie tenere » si cominciano ad osservare in loc. Petrara nella tav. Catanzaro, di dove proseguono verso N sui due fianchi del Fosso Parasiago nella tav. Sìmeri e Crichi fino all'altezza di Contr. Dedarosa, di dove scendono sul fianco orientale della valle dell'Alli fino al Timpone di Mezzogiorno (tav. Sìmeri e Crichi) ed alle Case di Alli (tav. Catanzaro) risalendo poi in loc. S. Domenica sull'altro fianco. Esse formano poi un'estesa monoclinale in loc. Quattrini fra i torrenti Càstaci e Mosòfalo, originariamente continua con l'altra placca che fra Mosòfalo e Fiumarella sopporta la città di Catanzaro, ed infine a W di Catanzaro sull'altro fianco della valle della Fiumarella poggiando indifferentemente sui conglomerati tortoniani o sul Cristallino.

Segue al di sopra il ben sviluppato « calcare evaporitico », evidentemente continuo sotto la monoclinale di Soverìa Sìmeri e Sìmeri e Crichi, sul cui lato NE affiora ininterrotto da Colle Lima a M. Cardito, e poi dal Fosso Scrigno sui due fianchi della valle del F. Sìmeri fino al saliente di Crichi dove continua verso S sui due fianchi della valle del Fosso Parasiago (tav. Sìmeri e Crichi) fino a loc. Petrara nella tav. Catanzaro. Di qui si estende sviluppatissimo sui due fianchi della valle dell'Alli, in Contr. Grotte ad E e Contr. Giulivetto a W. Fra i torrenti Càstaci e Mosòfalo forma gli estesi lembi di Case S. Anna e Contr. Quattrini, ed infine forma il substrato della parte meridionale della città di Catanzaro con una placca continua sopra le arenarie tenere affioranti tutt'attorno ed in tutta la parte settentrionale della città. Altra estesa placca ricopre la Contr. S. Antonio a W della Fiumarella. Tutte queste placche ai lati di Catan-

zaro delineano una monoclinale originariamente continua ed immergentesi sotto i sedimenti pliocenici a S.

Nella tav. Sìmeri e Crichi il Pliocene inferiore è sviluppatissimo nella monoclinale di Sìmeri, Crichi e Soverìa Sìmeri con conglomerati-sabbie-argille e marne a *Sphaeroidinella*, mentre nella tav. Catanzaro affiora solo come conglomerato poligenico alle Case di Alli e con lembetti di argille siltose e marnose a Contr. Quattrini, a Catanzaro ed in Contr. S. Antonio. Anche qui pertanto si avrebbe un Pliocene inferiore « normalmente » trasgressivo, con base conglomeratica affiorante fino a quote di 220 m più elevate che non le marne a *Sphaeroidinella*.

Come Pliocene medio-Calabriano vengono date nell'angolo SE della tav. Sìmeri e Crichi « argille ed argille siltose » che proseguono sulle « argille siltose ad *Anomalina balthica* » della tav. Catanzaro, estesissime in sei costoni collinari che scendono verso SSE alla piana costiera con sovrapposte « sabbie, argille, silts ed arenarie tenere ad *Anomalina balthica* ». Il tutto corrisponde all'Argilla marnosa di Cutro ed alla Molassa di S. Mauro.

Sviluppatissime nella tavoletta Catanzaro le sabbie e ghiaie terrazzate lungo la piana costiera recente, la quale contiene ampie fasce dunari fra gli sbocchi dei fiumi, che a loro volta si estendono in larghi fondivalle alluvionali recenti diretti NNW-SSE (F. Sìmeri, Fosso di Fegato, F. Alli, T. Càstaci, T. Fiumarella, F. Corace).

Ancora in condizioni molto simili sono le tavolette Tiriolo e Caraffa di Catanzaro contigue verso W. I conglomerati tortoniani si ritrovano nella prima in lembi isolati sul Cristallino nell'alta valle del F. Melito ed a M. Ceraso, quindi lungo il fianco W della valle della Fiumarella e poi estesamente sui due lati del F. Corace, da Timpone Buda e Timpone Vale verso S fino all'altezza di loc. Vigliatore entro la tav. Caraffa di Catanzaro. Un lembetto pizzicato in faglia è segnato a Tiriolo.

Le arenarie della Molassa a Clipeastri si trovano nella tav. Tiriolo solo ad E della Fiumarella, in continuità con quelle a N di Catanzaro. Pure solo sulla Fiumarella si trovano nella tav. Caraffa di Catanzaro le « arenarie tenere » sottoposte al « calcare evaporitico ». Questo risulta molto esteso: dal grande lembo di Gagliano (tav. Tiriolo) che si prolunga verso S alla Chiesa Madredomini ed alla riva W della Fiumarella (tav. Caraffa di Catanzaro) esso riaffiora poi a loc. Vigliatore e risale al di là del Corace in affioramento continuo fino al Timpone Vale (tav. Tiriolo) e sul fondovalle di Valle d'Acciaio fin quasi a Tiriolo. Ricompare poi verso W in vari lembi trasgressivi sul Cristallino sotto Miglierina ed Amato.

Sopra il « calcare evaporitico » si ha una formazione di « argille e silts con lenti di gesso » che dovrebbe praticamente equivalere alla Formazione Evaporitica Superiore di Roda (1964 a), ossia alla parte sovrastante ai giacimenti salini e comprendente i « gessi superiori » di Selli (1960). Essa dovrebbe pertanto corrispondere allo « emiciclo ritornante » del ciclo evaporitico in Ogniben (1957, p. 249), ossia a condizioni note da tempo sufficiente per esser forse dimenticate e comunque riscoperte in data 1971 da novelli Colombi. La formazione argillosa anziddetta è cartografata da Marcellinara verso la Stazione di Marcellinara (con grandi lembi di gesso) e verso la Contr. Marino nella tav. Tiriolo, nonché in loc. la Grotta-Contr. Riato a W di Settingiano nella tavoletta Caraffa di Catanzaro, dove le « argille con lenti di gesso » appaiono anche in Contr. Stretta, loc. la Grotta, e presso la Stazione di Settingiano sulla sponda S del F. Fallaco. Sopra al « calcare evaporitico » ed alle « argille con lenti di gesso », ma anche laterali o sottostanti a queste ultime, si hanno i « conglomerati poligenici » prevalenti verso N, ossia verso monte, in tutta la zona Castelluccio-Marcellinara-Bivio Pedalace-Valle Sansinato-Rocca-Sarrotino-Settingiano a cavallo delle due tavolette, e costituiti da rocce « prevalentemente cristalline », mentre le argille con lenti di gesso prevalgono a S di Marcellinara e a SW del F. Fallaco, con affioramenti isolati a S del Timpone Vale ed in chiara intercalazione ai conglomerati da sotto il Bivio Pedalace a Contr. Scorpo a Contr. Malfone (tav. Tiriolo).

Sopra i depositi messiniani sembrano dover essere in continuità le « argille e marne a *Sphaeroidinella dehiscens* » a N di Marcellinara (tav. Tiriolo) trasgressive anche sul Cristallino, e nella tav. Caraffa di Catanzaro presenti a M. Scannassino-Rocca e nel lembo di S. Antonio a W della Fiumarella.

Le « argille siltose localmente con sottili intercalazioni di sabbie e silts » ascritte al Pliocene medio-Calabriano si osservano nella tav. Tiriolo in vari lembi a SW di Amato e di Marcellinara; nella tav. Caraffa di Catanzaro ad esse viene attribuita anche *Globorotalia hirsuta* (= *G. margaritae*) e si estendono per quasi mezzo foglio nella fascia diagonale dall'angolo NW all'angolo SW, da M. Grano Riso a Catanzaro a Pignatarello a Molino Scalelle a M. Gresta a M. Cetta a tutto il versante S della valle del F. Fallaco: può darsi si tratti ancora di

equivalenti infrapliocenici della Marna dei Cavalieri.

Le « sabbie ed arenarie bruno-giallastre » sovrastanti alle argille a *G. hirsuta* nella tav. Caraffa di Catanzaro (M. Lembaggi-Difesa del Barone-Caraffa di Catanzaro-M. Monaco-Colle Chiusi-Nucara-San Floro) potrebbero rappresentare il ciclo suprapliocenico-calabriano.

Conglomerati e sabbie di facies deltizia, forse in continuità con le sabbie calabriane, con sabbioni e ghiaie bruno-rossastri alla sommità, formano nella tav. Caraffa di Catanzaro una spianata scendente verso E di Caraffa di Catanzaro (q. 385) ai Piani del Carro, alla Difesa di Mezzo, al Fosso Maligno (q. 305).

Le piane alluvionali recenti sono scarse nella tav. Tiriolo (F. Amato all'angolo SW e F. Melito all'angolo NE) ed estese invece nei fondivalle del Fallaco e del Corace nella tav. Caraffa di Catanzaro.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: stretta di Catanzaro, parte occidentale del versante settentrionale

Le condizioni cambiano notevolmente nella metà occidentale del bordo settentrionale della stretta di Catanzaro, ossia nelle tre tavolette Pianòpoli, Nicastro e Castiglione, l'ultima delle quali si riallaccia ai depositi della costa tirrena della Catena Costiera nella tavoletta Nocera Tirinese.

Nella tav. Pianòpoli non entra se non un estremo affioramento del conglomerato poligenico terminale del Messiniano verso Amato. Al di sopra si estendono a gran parte del terzo inferiore della tavoletta i terreni ascritti al « Pliocene medio-Calabriano » e cioè le « argille siltose a *G. truncatulinoides* » (= *G. tosaensis* ?) e le « sabbie ed arenarie ad *Anomalina balthica* », affioranti nei fianchi di tutte le vallate a S della linea Amato-C. Valla a S di Pianòpoli-Fosso Gabella a S di Zangarona. I costoni fra le vallate sono invece coperti da conglomerati e sabbie in più ordini di terrazzi marini da 250 m in giù. Interessante a N della linea Amato-Pianòpoli-Zangara la superficie continentale antica a conglomerati e sabbioni rossastri sui 400-600 m di quota, probabilmente facente parte della spianata del Pleistocene inferiore, in vari lembi da Migliuso a Marucchi a S. Michele a Ièvoli a Feroleto Antico a Galli ad Accària Rosaria a Palmàtico a Fronti a Zangarona a Madonna del Soccorso. Estese le alluvioni recenti del F. S. Ippolito, del F. Badìa (col conoide della Stazione di Feroleto antico), del F. Cardolo e del Canale Canne.

Nella tav. Nicastro non compaiono più i terreni « medio-pliocenico-calabriani », interamente coperti da alluvioni antiche distribuite in grandi conoidi con apice a Nicastro, a Sambiase ecc., e da sovrapposte alluvioni e conoidi recenti (T. Piazza, T. Cantagalli, T. Bagni, T. Spìlinga, T. Zinnavo) ed infine dalla piana costiera di S. Eufemia e dalle fasce dunari nonché dalle caratteristiche barre costiere a N di S. Eufemia Marina. Lungo la linea che divide i terreni recenti dal Cristallino del terzo superiore del foglio, da Nicastro a Bella a Canneto a Sambiase ai Bagni di Caronte al T. Forcita, si ha allineamento di conglomerati sabbiosi marini terrazzati a quote fra 200 e 350, sotto i quali affiorano presso i Bagni di Caronte « sabbie ed arenarie micacee » ascritte dai rilevatori al Pliocene inferiore-medio, ed all'estremo W in loc. Diroido compaiono anche i terreni miocenici, ben estesi nella Tav. Castiglione.

Questa mostra conglomerati basali sul Cristallino nei due fianchi della vallata di S. Domenica a NE Capo Sùvero, ed alla Villa Ventura sulla costa più a Nord. Seguono « argille sabbiose e siltose » probabilmente appartenenti alla zona a *Globorotalia menardii*, estese dalla loc. Diroido, dove entrano anche nella tav. Nicastro, verso la Vallata S. Domenica e poi dal versante N della Serra di Pirro alla Torre Nicastri e a C. Trunzo, sui conglomerati ma per lo più direttamente sul Cristallino, e quindi sulla costa da Torre Lupo a Villa Ventura poggiando sui conglomerati. Al di sopra risulta discretamente sviluppato il « calcare evaporitico » messiniano, nella valle del T. Casale verso E, e quindi nella valle del T. Griffo a N di Castiglione Marittimo e sulle argille tortoniane della zona Torre Lupo-Villa Ventura. Su di esso poggiano « argille sabbiose con intercalazioni di sabbie ed arenarie e occasionali lenti di gesso » ed anche con banchi di calcare evaporitico come appare a W di Castiglione Marìttimo. Si estendono largamente e con continuità da Contrada Suvereto verso N fino a Castiglione Marìttimo, riapparendo poi da sotto i terrazzi marini nelle vallate del T. Grima, di Valle dei Lauri, del T. Tridàttoli e di Contr. S. Nicola. Si hanno poi « conglomerati poligenici » ad elementi esclusivamente cristallini, che poggiano direttamente sulle argille tortoniane da Castelluccio a Serra di Pirro, e sulle argille messiniane invece verso la costa da Castiglione Marittimo al Cozzo Filippo, mentre vengono sostituiti da « sabbie ed arenarie grigio-brune » in Contrada Cavo a NW di Castiglione Marittimo. Da Cozzo Filippo a Capo Sùvero e da qui fin oltre la laguna costiera

detta Lago la Vota, sotto i « conglomerati poligenici » appaiono « argille sabbiose e siltose localmente con lenti di gesso o intercalazioni conglomeratiche » che verosimilmente sono la stessa cosa delle argille messiniane viste sopra.

Da Capo Sùvero verso N si hanno estesissime spianate di terrazzi marini fino a 375 m di quota (Contrada Livadia, Castelluccio, Contrada Gabella, Piana di Martino, Castiglione Marittimo, Contrada S. Nicola, Piano delle Vigne, Contr. Suvereto) che si estendono largamente nella tav. Nocera Tirinese (Piano delle Canne, Timpa delle Vigne, Timpa del Signore) fino alla valle del Savuto che può essere considerata da un punto di vista morfologico come il vero limite dei depositi postorogeni della Stretta di Catanzaro verso quelli della costa tirrenica della Catena Costiera. Questa funzione è accentuata dal fatto che essa costituisce un limite anche per l'interessante allineamento di spianate continentali che dalla tavoletta Pianòpoli (già descritta) e dalla tav. Nicastro (Piano Lupino a 490-530 m, Case Sorbello a 400-450 m, Gizzerìa a 660-700 m, Campo di Ienzo a 524-500 m) continua nella tav. Castiglione (Pantanello a 425-480 m, Piano di Campilongo a 410-475 m, Piano di Curico a 410-470 m, Piano di Campitello a 675-803 m, Piano di Polpicello a 410-450 m) e nella tav. Nocera Tirinese a S del Savuto con i grandiosi piani del Convento o Campo di Arata a 325-475 m, a N di Falerna a 625-700 m, di Piano Carito a 750-800 e 950-975 m. Uno studio di queste spianate ed in genere di tutta la morfologia quaternaria della Calabria potrebbe ricostruire molto bene la geodinamica recente di queste zone, se accuratamente condotto in campagna e non sulle carte esistenti, data la continuità di evidenze dalla trasgressione postorogena ad oggi. Naturalmente, occorre prima un rilievo geologico molto dettagliato ed accurato, altrimenti esiste già lo studio di GUÉRÉMY (1972).

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: stretta di Catanzaro, versante meridionale

La parte non ancora esaminata della stretta di Catanzaro ne rappresenta il bordo meridionale verso i terreni cristallini di Capo Vaticano e della Serra S. Bruno, con le tavolette Filadelfia, S. Pietro a Màida Scalo, Màida, Girifalco, Squillace, Marina di Catanzaro.

Nella tav. Filadelfia compaiono i terreni postorogeni basali, con le « sabbie grossolane » tortoniane della Fiumara di Polìa a S di Filadelfia, con quelle da Francavilla Angìtola verso SW e con quelle a N di Fontana Iacolino. Separato da queste e direttamente trasgressivo sul Cristallino si ha il « calcare evaporitico » messiniano nella Valle Tre Corlini a NW di Filadelfia, coperto direttamente dalle argille del Pliocene inferiore. Questo è dato da « conglomerati grossolani » estesi nella Valle di Castelmonardo ad E, a Nucarelli a NE ed in Valle Tre Corlini a NW di Filadelfia, nonché nella valle del T. Turrina verso NE fin entro la tavoletta S. Pietro a Màida Scalo (loc. Pongereviti e C. Barone). Si tratterebbe pertanto di una trasgressione infrapliocenica « normale ».

Seguono (tav. Filadelfia) le « argille, argille siltose e silts » che nella tavoletta S. Pietro a Màida diventano « argille marnose da grigio chiare a biancastre a *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » e sono pertanto chiaramente la stessa formazione dei Trubi siciliani, in facies ricca di detrito psammitico verso monte ossia nella tav. Filadelfia, più marnosa verso valle nella tav. S. Pietro a Màida Scalo. Sono estesissime fra Polìa, Nucarelli e la Fiumara di Polìa, e poi a Donna Carmine ad E di Curinga, a loc. Franderato a NW di Filadelfia, all'estremo NE dell'abitato di Francavilla Angìtola e tra Francavilla e M. S. Domenica. Nella tavoletta S. Pietro a Màida Scalo se ne hanno dei lembetti sui conglomerati di loc. Pongereviti ed un affioramento nel fondovalle di Madonna della Grazia. Sui conglomerati infrapliocenici a NE di Curinga si ha anche un lembetto di « calcare biostromale arenaceo a balani, ostree e coralli » la cui maggior particolarità è di entrare in tutt'e quattro le tavolette (Filadelfia, S. Pietro a Màida Scalo, Màida, Girifalco) pur essendo piccolissimo, procurando perciò non indifferente difficoltà al suo ritrovamento nelle carte (e per questo qui si segnala!).

Come Pliocene medio-Calabriano vengono date « argille marnose e siltose grigio-chiare » estese nella tav. S. Pietro a Màida Scalo in loc. S. Ippolito, e « sabbie ed arenarie » sopra le precedenti nella stessa località e poi nella tav. Filadelfia sia sui conglomerati infrapliocenici che sui Trubi in loc. Trunchi-loc. Franderato a NW di Filadelfia, a Nucarelli, in vari lembi attorno a Castel Monardo a SE di Filadelfia, a Tre Croci a N di Polìa, ed infine « conglomerati di rocce cristalline » a NE di Tre Croci.

Resti di un'antica superficie pleistocenica si hanno come « depositi continentali rossastri » conglomeratici o sabbiosi nella tav. Filadelfia al Piano di Scarro (quote fino a 630 m), a C. Anello a SE di Francavilla, a loc. Iocolano-Piano di S. Croce-Montesoro,

alla Piana di Curinga, al Piano delle Aie a N di Curinga fin entro la tav. S. Pietro a Màida Scalo.

Conglomerati e sabbie terrazzate di origine marina sono molto estesi in quest'ultima tavoletta, dalla valle del T. la Grazia all'abitato di S. Pietro a Màida Scalo ed in loc. lo Stretto fra il T. Pesipe ed il F. S. Ippolito. Alluvioni recenti sono estese nei fondivalle del F. Angìtola, del T. Randace e del F. Amato-Pesipe-S. Ippolito, e nella larga piana costiera dove sono molto sviluppate anche le fasce dunari ai due lati della foce del F. Amato. Un grande conoide è quello del T. Turrina nella zona della Stazione di Curinga.

Nella tavoletta Màida si hanno terreni miocenici *solo in loc.* S. Francesco presso la confluenza F. Amato-T. Pesipe, dove sopra il più meridionale affioramento del Complesso Liguride si hanno « sabbie ed arenarie grossolane » probabilmente tortoniane e « calcare evaporitico » messiniano.

Sul Cristallino della zona Màida-Girifalco trasgrediscono invece direttamente i « conglomerati poligenici » infrapliocenici dalla valle del T. Cottola fino a Màida ed a S. Pietro a Màida, e poi con un altro esteso lembo da Màida ad Iacurso e verso l'alto fino a loc. Tre Pietre entro la tav. Girifalco, dove altri lembi si hanno all'estremo W verso Curinga da Piano della Mula a loc. Ospedale. Un altro lembo di conglomerati si stende attorno a Cortale da loc. Spidale alla valle del T. Pesipe, arrivando sui due fianchi di questa fin entro la tav. Girifalco in loc. Piano del Corcio e loc. S. Tommaso. Sui conglomerati si hanno nella tav. Màida le « argille marnose da grigio-chiare a biancastre a *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) che si estendono in loc. Tre Porci, loc. Lagura-Guarna-Fontana i Boschi a W di Màida, e poi con facies di « argille siltose e marnose grigie » entro la tav. Girifalco in loc. Pozzello, loc. Pontone delle Criti, loc. le Grotte a S di S. Pietro a Màida. Gli aspetti trasgressivi sono pertanto « normali ».

Come Pliocene medio-Calabriano vengono date « argille marnose, siltose e sabbiose ad *Anomalina balthica* » cui si sovrappongono « sabbie brunogiallastre »; insieme appaiono fra i fiumi S. Ippolito ed Amato in tutte le incisioni vallive fra i terrazzi; fra Amato e Pesipe in larghissima estensione attorno al grande terrazzo dei Piani di Vena; a S della valle del T. Pesipe estesissime fino al Cristallino ed ai conglomerati infrapliocenici della linea T. Cottola-Màida-loc. Palòpete-valle del Pesipe, dal Piano della Forra verso W a M. Galiano a M. Lavalla a Piano del Bello, di dove entrano largamente nell'angolo NE della tav. Girifalco disegnando un bacino con marginali argille a loc. Pietramolara-loc. Giocondo-Ospedale Psichiatrico-Valle Pucciarello, che racchiudono la centrale plaga di sabbie di Girifalco-la Conella-loc. Vasia.

Segue in ordine cronostratigrafico l'interessante superficie continentale antica a conglomerati brunorossastri, compresi fra i 500 ed i 700 m da loc. Piano del Campo, loc. Masone, loc. Tre Croci, Piani Meltoro, Piano di Acquaro, Sassarvo nella tav. Girifalco, alla loc. Corda (500-575 m) a S di S. Pietro a Màida ed a Piano della Croce-loc. Tre Pietre (550-600 m) a S di Iacurso.

I depositi conglomeratici e sabbiosi dei terrazzi marini sono estesissimi nella tav. Màida, a Lo Stretto-M. S. Maria-Pendici Serralta fra F. S. Ippolito e F. Amato, ai Piani di Vena ed a Vena fra F. Amato e T. Pesipe, al Piano di Cortale fra T. Conicello e T. Pesipe ed a Cortale-Molino del Duca-Contr. Pilò. Le alluvioni recenti si estendono nei larghi fondivalle del F. S. Ippolito, F. Amato e T. Pesipe.

Nella tav. Squillace sono riportate « arenarie tenere e sabbie brune » ed « argille grigiastre » tortoniane nella zona fra Squillace, Stalettì e la Punta di Stalettì: le due formazioni sono sempre direttamente sovrapposte al Cristallino od affiorano da coperture detritiche antiche mal conosciute, e non appaiono in contatto fra loro. Su ambedue ed anche direttamente sul Cristallino si sovrappone il « calcare evaporitico » messiniano, estesissimo attorno a Squillace da dove arriva fin quasi alla Cantoniera Copanello, ed esteso anche da Stalettì verso la Punta di Stalettì.

Seguono le « argille grigie con locali lenti di gesso » estese a NW di Squillace da dove girano con una larga fascia a N dello stesso abitato giungendo fino al fondovalle del T. Alessi, e con un'altra fascia da Aria Vucati alla piana costiera. Le sovrastanti « sabbie da fini a grossolane, con orizzonti conglomeratici talora a piccoli ciottoli e conglomerati » sono ancora più estese verso l'esterno rispetto alle precedenti, dal Cimitero a SW di Squillace verso N a Contr. Sportà ed alla valle del Burrone Roserello fino alla valle del Burrone Ficarella ed alla piana costiera. A S del T. Alessi riaffiorano da Ponte Alessi a C. Maio, e poi sopra il calcare evaporitico addossato verso SW per faglia al Cristallino di Stalettì. E' estremamente interessante l'annotazione della legenda che « i ciottoli dei conglomerati sono in genere ben arrotondati e composti da rocce cristalline e, in buona percentuale, da calcari. Alcuni di questi (finemente cristallini, verdastri o rosati, non risultano affiorare attualmente nella zona ». La stessa annotazione si

ha per i conglomerati messiniani del Crotonese (tav. Santa Severina) e significa che si tratta di elementi calcarei di probabile origine sicilide, e pertanto dovuti ad apporto sedimentario da E, come per il Crotonese è stato messo in luce in OGNIBEN (1955).

Il Pliocene è rappresentato alla base da « conglomerati grossolani » cui si sovrappongono « argille siltose grigie, localmente marnose biancastre, a *Globorotalia hirsuta* » (= *G. margaritae*), che sono poi i Trubi infrapliocenici, estesi sopra le sabbie messiniane a W di Squillace a S del T. Ghetterello (Casino Turra, C. Gangona, Frobito) passando ai conglomerati grossolani verso Amaroni entro la tav. Girifalco. A S del T. Alessi si estendono sul Cristallino fin quasi a Palermiti e da questa località in vari lembi fino a Stalettì, passando a conglomerati in loc. S. Domenica, probabilmente non come facies basale ma come facies prossimale verso la Serra S. Bruno, dato che generalmente i Trubi poggiano direttamente sul Cristallino confermando anche in queste zone la « trasgressione anormale » alla fine del Messiniano. Sopra i Trubi si hanno « sabbie brune associate alle argille marnose grigie » a Palermiti ed a Renzo Vecchio fra Squillace e Stalettì. La trasgressione infrapliocenica può essere qui analizzata veramente bene!

Al Pliocene medio-Calabriano sono ascritte: « argille siltose grigio-azzurre », che nella attigua tav. Marina di Catanzaro vengono segnalate con *Anomalina balthica* e si estendono a N della linea T. Ghetterello-Petrosa-Timpe Bianche-Burrone Ficarella, largamente esposte in tutti i fianchi vallivi delle tavolette Squillace e Marina di Catanzaro; la sovrapposta « alternanza di sabbie, argille, silts ecc. ad *Anomalina balthica* » estesa ad E di Borgia a cavallo della Fiumarella (a S del Corace, da non confondere con la Fiumarella di Catanzaro) ed in contrada Verghello sopra Marina di Catanzaro; le « sabbie ed arenarie bruno-giallastre » equivalenti alle precedenti ed estese da Borgia a loc. Leone-loc. Zorapigadi verso SE, a C. Pagliare-C. Mandrella verso S ed a loc. Tre Canole verso W, dove passano nella tav. Girifalco sopra le argille siltose grigio-azzurre dell'alta valle del Ghetterello.

Superfici continentali antiche appaiono a NE di Palermiti ed a Stalettì a quote di 380-400 m. Terrazzi marini sabbiosi e conglomeratici si estendono da C. Sabatino-C. Fiego-C. Mandrella a S di Borgia, verso NW (i Chiani) entro la tavoletta Caraffa di Catanzaro, e sulla costa jonica formano la sommità dei costoni collinari (loc. Governatore, loc. Rotondone-Santo Regno, loc. Varrina, loc. Verghello, loc. Anginino, queste due ultime a N del Corace). Alluvioni recenti si estendono nei fondivalle del T. Alessi fra Vallefiorita e Squillace, del T. Ghetterello fra Girifalco e Squillace, delle Fosse di Como ad E di Borgia, del F. Corace, nonché nella piana costiera jonica.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Capo Vaticano

Il massiccio di Capo Vaticano, o di M. Poro, va tenuto distinto anche se non è un bacino perché il Complesso Postorogeno vi assume aspetti particolari, con un notevole sviluppo dei livelli lagunari che dovrebbero trovarsi verso la base di ogni « molassa » che si rispetti.

Questo fatto si esprime nei piccoli bacini lignitiferi di Conìdoni e di Zungri, fortunatamente descritti e pubblicati al 25.000 da NICOTERA (1959) con una precisione e completezza di dettagli che non si ritrovano nella Carta al 25.000, e che attestano condizioni tettonistiche particolari per la zolla di Capo Vaticano in confronto sia dei massicci Sila-Serre-Aspromonte, sia della Catena Costiera, sia dei bacini di subsidenza del Crati, del Crotonese, di Catanzaro e del Mèsima. Un terzo bacino analogo a Conìdoni e Zungri si stende nella zona di Rombiolo, anche se non vi sono noti rinvenimenti industriali.

Il massiccio di Capo Vaticano può esser fatto cominciare con la parte costiera della tavoletta Vibo Valentia. Vi affiorano le « sabbie grossolane » a Clipeastri sotto la Timpa Bianca ad E di Vibo Valentia Marina, e poi nella valle del T. Candrilli a NW di Vibo Valentia, di dove si estendono largamente fra M. Vitali-Triparni-Vena Superiore nelle tavolette Briàtico e Mileto. « Argille, silts e sabbie » tortoniane affiorano a S. Pietro di Bivona.

Il « calcare evaporitico » messiniano si estende largamente nella zona di Maierato-S. Onofrio, e di qui nella valle di C. Corvo ed alla Stazione di Pizzo-Maierato, e poi largamente fra Vibo Valentia Marina-S. Pietro di Bivone e la Borgata di Porto Salvo. Su di esso come sulle sabbie ed argille tortoniane trasgrediscono fra S. Pietro di Bivona e la Borgata di Porto Salvo le « argille, argille siltose e silts bruno-chiari e grigi zonati a *Globorotalia hirsuta* » (= *G. margaritae*) ossia i Trubi, come già si è visto sul bordo meridionale della stretta di Catanzaro.

« Sabbie e sabbie siltose a *Globorotalia truncatulinoides* » (data l'epoca del rilevamento, 1958-1962, *Globorotalia truncatulinoides* può significare *G. to-*

saensis ed indicare il Pliocene superiore, oppure *G. truncatulinoides* ed indicare il Pleistocene inferiore): affiorano sopra Vibo Valentia Marina e da Pizzo verso NE lungo la costa, e poi verso il bacino del Mèsima.

« Depositi continentali rossastri » conglomeratico-sabbiosi sono estesissimi nel ciglione sopra Vibo Valentia Marina e Pizzo a quota 100-200, e nella più larga spianata da Vibo Valentia a S. Onofrio a Fontana Mantamà a quota 350-500. Alluvioni recenti formano la piana costiera Porto Salvo-Vibo Valentia Marina, costruita ad opera della Fiumara Trainiti.

Nella tav. Briàtico si stende il bacino di Conìdoni, rappresentato nella carta al 25.000 delle « sabbie grossolane » tortoniane, che dalla Fiumara Trainiti ricompaiono verso W in tutte le incisioni vallive (Fiumara Rizzuta, Fiumara Spadaro, Fiumara Murrìa, Fosso Potame) dove viene spesso messo a giorno anche il sottostante Cristallino. Il « calcare evaporitico » messiniano è estesissimo in tutte le incisioni vallive, ed è interamente allo scoperto fra Triparni, Marìttimo, Pannàconi, Conìdori, Briàtico, S. Cono, S. Marco, e poi nella zona di Briàtico Vecchio e fra S. Leo e S. Costantino. Le « argille, argille siltose e silts bruno-chiari e grigi zonati con *Sphaeroidinella dehiscens* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) compaiono in piccoli lembi a Triparni, Feghicello, S. Leo e C. Lapa.

« Depositi continentali rossastri » formano le spianate fra le valli, dai 496 m di M. Paglierone a SE ed i 544 di Pizzo Corvo a SW scendendo verso N ai 30 m sopra la costa.

Dalle « sabbie grossolane » della zona di Vena (Inferiore, Media e Superiore) e di S. Marco si passa verso S entro la tav. Mileto al bacino di Zungri. In questo vengono cartografate alla base le « argille siltose e sabbie con locali intercalazioni di materiale carbonioso » che costituiscono l'orizzonte lignitifero, e che affiorano soprattutto nelle valli del Fosso Rapola Ciappetta, del Fosso Mandello e del Fosso Traieniti, mentre sopra si stendono le « sabbie grossolane » da Zungri a C. Gallinaro all'Aeroporto di Vibo Valentia a Vena Superiore. Un terzo bacino che potrebbe esser detto di Rombiolo sta a cavallo fra le tavolette Mileto e Limbadi, delimitato verso S nella tav. Limbadi dalle « argille siltose e sabbie con locali intercalazioni di materiale carbonioso » che da Motta Filocastro vanno alla zona di S. Calògero, quindi verso SE fino a C. Brosio, di dove risalgono verso NE fino alla zona di Comparni, mentre verso N il limite è segnato dalle « sabbie grossolane » che nella tav. Mileto si stendono da loc. il Castello a Moladi, a C. Urmo a N di Pernocari, a loc. Sagramendo, all'Aeroporto di Vibo Valentia e di qui verso S nella zona di Paravati.

Sopra i due bacini tortoniani di Zungri e di Rombiolo appare estesamente cartografato il « calcare evaporitico » messiniano: al centro del bacino di Zungri nella zona di Cessaniti, e più largamente nel bacino di Rombiolo da Pernocari a Rombiolo a Contr. Colasanzio (tav. Limbadi), dal Molino Fiumarella al Molino Bifaino (tav. Mileto), a S. Calogero (tav. Limbadi), nella zona di Paravati (tav. Mileto) ed in quella di C. Valente-S. Pietro fra S. Calogero e Comparni (tav. Limbadi), nonché a W del bacino di Rombiolo nella zona del Poro di Nicòtera-C. Filicusa-la Marfitana.

Le « argille, argille siltose e silts da grigie a bruno-chiare a *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) ricoprono tutta la parte centrale del bacino di Rombiolo, da Scaliti a Filandari a loc. Livadi a loc. Caselello (tav. Mileto) e di qui fino a C. Maccarone a W di S. Calògero (tav. Limbadi). Più a Sud i Trubi sono cartografati a W di Limbadi, mentre ad E è cartografata fino a C. Brosio e di lì verso l'angolo NE del foglio una formazione di « argille, argille siltose e silts da grigie a bruno chiare con microfaune sia del Pliocene inferiore che del Calabriano », dove evidentemente ai Trubi si sovrappongono le argille calabriane del Bacino del Mèsima.

« Depositi continentali rossastri » conglomeratico-sabbiosi formano la piana di Limbadi, quella di Mandaràdoni-S. Nicola de Legistris nella tav. Limbadi, e quelle di Piano dell'Acquafredda-Poro di Spìlinga, Mesiano, Mileto, S. Costantino Càlabro-Vena Superiore, nonché quella da Zungri verso Zaccanòpoli nella tav. Spìlinga.

I limiti del massiccio di Capo Vaticano possono esser considerati passare dalla zona costiera della tav. Vibo Valentia a Vena Superiore-Ionadi-Paravati nella tav. Mileto, a Comparni-C. Brosio-Ponte Sommariga-Ponte Ferilla nella tav. Limbadi, a Nicòtera Marina nella tav. Nicòtera. Rimangono quindi da considerare entro la zona in esame la parte settentrionale della tav. Nicòtera, la tav. Spìlinga e la piccola zona di Tropea.

In queste si hanno le « sabbie grossolane » a Clipeastri sulla costa da Tropea a Torre Marina, e in vari lembi verso S fin quasi a M. Poro (Zaccanòpoli, Drapìa, Cazzopodi, S. Domenica, Petti di Brattirò, Petti di Torre Gallo).

Il « calcare evaporitico » messiniano trasgredisce direttamente sulla Molassa a Clipeastri e sul Cri-

stallino, affiorando con grande continuità nei fondivalle o sui fianchi delle vallate attorno a Spìlinga e ad E di M. Poro.

Il Pliocene è rappresentato da conglomerati basali molto estesi nelle valli tra Capo Vaticano e Coccorinello, quindi dalle « argille, argille siltose e silts a *Globorotalia hirsuta* » (= *G. margaritae*), ossia i Trubi, che affiorano verso S. Maria e nelle Fiumare di Brattirò e della Ruffa nella tav. Spìlinga, alla Stazione di Iòppolo e nella valle del T. Agnone ad E di Nicòtera. « Sabbie ad *Anomalina balthica* » sono estese da Spìlinga verso SE. Interessante l'aspetto « normale » della trasgressione infrapliocenica.

I « depositi continentali rossastri » conglomeratico-sabbiosi formano ampie superfici da S. Giovanni (tav. Brìatico) a Fitili, nella zona Parghelìa-Tropea-S. Domenica-Capo Vaticano (50-100 m), quelle di Gàsponi-Ricadi (230-290 m), della Piana di S. Maria (425 m), della Piana di S. Còsimo-Brattirò (320-340 m), di Carìa (420-500 m), di Spìlinga (350-500 m), di M. Poro (600-700 m) e quella estesissima nella tav. Nicòtera che da Comèrconi-Cocciolise (370 m) scende verso S fino a Madonna della Scala-C. Cugnoli (220 m) a Nicòtera (218 m) ed a Contura (235 m), nonché quella di Druccadi-Oliveto-Colamandali (100-110 m) a NW di Nicòtera, con terrazzamenti marini. Alluvioni recenti formano la piana costiera da Torre di Iòppolo verso N.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino del Mèsima-Petrace, parte settentrionale

L'area delle valli del Mèsima e del Petrace va considerata come un bacino sedimentario, essendo chiaramente una zona di accumulo per subsidenza delimitata da faglie, in modo molto simile al Bacino del Crati, al Bacino Crotonese ed alla stretta di Catanzaro. A Nord il bacino può esser considerato cominciare a Nucarelli a NE di Filadelfia, con le « sabbie grossolane » a Clipeastri della valle della Fiumara di Polìa appoggiate sul Cristallino di Filadelfia verso W, e ricoperte verso E e verso N da conglomerati basali del Pliocene inferiore, da « argille, argille siltose e silts bruno chiari e grigi zonati » (= Trubi) e da « sabbie da bruno chiare a biancastre » collegate ai Trubi, il tutto trasgressivo verso E sul Cristallino di Polìa, ed infine da « sabbie ed arenarie » e da « conglomerati di rocce cristalline » forse calabriani a Tre Croci a N di Polìa.

Il bacino continua verso SW nelle tavolette Monterosso Càlabro e Vibo Valentia, allargandosi da Polìa verso W nella valle del F. Angìtola fino a M. Marello e di lì verso Gigliolo-Pime-Fontana del Pozzo-S. Onofrio-Stefanàconi, mentre il limite E corre da Polìa a Monterosso Càlabro-Capistrano-Nicastrello lungo un'evidente faglia NS. Sul Cristallino a Carrà-Maierato-S. Onofrio si ha il « calcare evaporitico » messiniano, e su questo le « argille, argille siltose e silts bruno-chiari e grigi a *Globorotalia hirsuta* e *Sphaeroidinella dehiscens* » (= Trubi) estesissime da T. Scuotrapiti-Maierato-S. Onofrio-Stefanàconi verso Monterosso Càlabro e verso SE nella valle del T. Palla. Seguono « sabbie a *Globorotalia truncatulinoides* » verso Filogaso e fino alla faglia Monterosso-Capistrano-Nicastrello, ed infine « depositi continentali rossastri » sabbioso-conglomeratici nelle spianate di Piana dei Tre Olivari, Piana Cavallara, Filogaso, Piana Montesanto, M. Marello ecc. Alluvioni recenti si estendono nel fondovalle del F. Angìtola.

Verso SW il bacino continua nelle tavolette Mileto, S. Gregorio d'Ippona, Cittanova. Il limite occidentale è rappresentato dal fascio di faglie NE-SW della zona di Mileto-S. Calògero-Calimera, incrociate con faglie NW-SE scendenti a scalinata verso SW. Le faglie appaiono nella Carta al 25.000 tagliare i vari terreni fino ai Trubi compresi, e sarebbe opportuno uno studio specifico per determinare la probabile tettonica successiva. Presso Mileto affiorano le « sabbie grossolane » tortoniane ed il « calcare evaporitico » messiniano nella zona di Paravati, nonché fra il Fosso Cacariaci e Piscopio ed a S di S. Gregorio d'Ippona, e quindi le estesissime « argille, argille siltose e silts da grigie a bruno chiare a *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) da Mileto verso E nella tav. S. Gregorio d'Ippona (valli del T. Piscardo, Fosso Cacariaci, F. Mèsima) e verso N dalla valle Tre Fiumare a M. la Motta, e nell'ansa del Mèsima detta il Santissimo all'angolo NW della tav. Soriano Càlabro.

Seguono « argille, argille siltose e silts ad *Anomalina balthica* e *Globorotalia truncatulinoides* » estese sui fianchi delle valli, e specialmente da S. Costantino verso SE e verso S nella valle del T. Piscardo, fra Zammaro e Cavaro presso Piscopio, nella zona di C. Mutari-M. Caudi a W del Mèsima ed in quella di M. Saggi-M. Saritano ad E. Seguono al di sopra le « sabbie ad *Anomalina balthica* e *Globorotalia truncatulinoides* » dal Fosso Cacariaci a N di S. Costantino Càlabro verso SE (C. Leopoldo) e verso E (S. Gregorio d'Ippona) e tutt'at-

torno alle spianate continentali sui due lati del Mèsima nella tav. S. Gregorio d'Ippona, per coprire poi quasi interamente la metà W della tav. Soriano Càlabro ai piedi della scarpata del Cristallino di S. Nicola da Crissa-Pizzoni-Sorianello-Gerocarne. Le sabbie passano lateralmente e verso il basso a « conglomerati sabbiosi » lungo tutta la scarpata da loc. Donn'Anna verso SW (Pizzoni, Soriano Càlabro, Gerocarne) denunciandone la sedimentazione pleistocenica.

Seguono i « depositi continentali rossastri » della Piana di Monteleone, S. Costantino Càlabro, Mileto (tav. Mileto), di Piscopio, S. Gregorio d'Ippona, Francica, M. la Motta, M. delle Vespe, S. Angelo, Piano Settore (tav. S. Gregorio d'Ippona) e poi sotto la scarpata del Cristallino della tav. Soriano Càlabro a 300-400 m di quota (Piano delle Caverre, Malaspina, M. Filicetto) e sopra la scarpata stessa a 600-750 m (Vallelonga, loc. Pendine, loc. Passo dell'Abate, Piani di Carrocci, loc. Aconi, loc. Cipollina).

Alluvioni recenti abbastanza estese si hanno sui fondivalle del F. Mèsima, nonché del F. Scornari, della Fiumara Rosario, del T. Morano e del loro collettore F. Marepòtamo.

La prosecuzione del bacino verso SW nelle tavolette Nicòtera, Limbadi, Dinami, Arena vede continuare il limite NW del bacino della tav. Mileto con la zona di faglie NE-SW di Comparni-S. Calògero, nelle faglie ESE-WNW di C. Pantano-Calimera-Motta Filocastro-Mandaràdoni ed in quella di Ponte Olivo-Ponte Ferilla-Nicòtera che assieme con quella di Comparni costituisce il vero limite del bacino verso il massiccio di Capo Vaticano. A ridosso della faglia di Comparni si hanno ancora i Trubi (« argille, argille siltose e silts con associazioni sia del Pliocene inferiore che del Calabriano ? »), quindi si passa alle « argille ad *Anomalina balthica* » ed alle « sabbie ad *Anomalina balthica* e *Globorotalia truncatulinoides* », di cui nella valle del Mèsima la tav. Limbadi riporta le sabbie come sottostanti alle argille, mentre nella valle del Marepòtamo riporta le argille come sottostanti alle sabbie. Nella tav. Dinami le argille appaiono estesissime soprattutto fra i due fiumi anziddetti, mentre le sabbie prevalgono soprattutto a SE del Marepòtamo verso la scarpata del Cristallino di Ciano-Arena (tav. Arena), Dasa-Acquaro-Limpidi-Melicuccà-Dinami-Carida-Serrata (tav. Dinami), con i caratteristici « conglomerati sabbiosi » che passano alle sabbie lateralmente ed al di sotto di esse, ai piedi della scarpata del Cristallino.

I « depositi continentali rossastri » vedono nella tav. Limbadi la grande spianata terrazzata a 30-70 m di Contrada Montalto-Sovereto di Nicòtera ai piedi della faglia di Nicòtera, quindi le superfici del Petto di Paglianiti-Petto di Anna-Bosco Mileto (q. 75-85) fra T. Mammella e Fosso Cinnarello, della cresta di Piano Rigo-Zagari-Piano Barbasano-Poggio Perrotta (q. 60-230) tra Fosso Cinnarello e F. Mèsima, di M. Borrello-C. Aiello (q. 140-200) fra Mèsima e Marepòtamo. Nella tav. Dinami si ha la grande spianata di Daffinà fra Mèsima e Marepòtamo, e poi le spianate sotto la scarpata del Cristallino da Croce di Potami (314 m, tav. Arena) a Dasa, Acquaro, Piano di Farina, Piano Firmaro, M. Caliso, M. S. Domenico, loc. Barone (200-300 m) e le spianate sopra la scarpata stessa (Melitano, Murano, Ariola, le Nacarelle, la Capella, la Croce, Stoccata Aruso, la Forca) a 450-830 m nella tav. Arena, e Monzoreto, loc. Quattro Mari, loc. Pagliacci, M. Liso, C. Barco, loc. La Fontana a 550-925 m nella tav. Dinami.

Le alluvioni recenti si estendono nei fondivalle del Mèsima e del Marepòtamo nella tav. Dinami, cui si aggiungono nella tav. Limbadi il Fosso Cinnarello ed il T. Mammella, per allargarsi nelle tav. Limbadi e Nicòtera a formare la piana costiera del Mèsima con un abbozzo di delta e con estese fasce dunari laterali.

Il bacino continua verso S nelle tavolette Gioia Tauro, Rosarno, Laureana di Borrello, limitato a W dal mare e ad E dalla conca di Gàlatro-Maròpati-Cinquefrondi che si connette verso E col bacino di Màmmola verso la costa jonica. Nella tav. Laureana di Borrello affiorano le « sabbie grossolane » a Clipeastri nel piccolo bacino Sparagà-Ligurni ad E di Laureana e poi in loc. Convento a E di Cinquefrondi dove collega il bacino del Mèsima con quello della costa jonica. Il « calcare evaporitico » messiniano affiora sulle sabbie tortoniane e sul Cristallino in loc. Ligurni, loc. Oliveto, attorno a Bellàntone, in loc. Villa Maria, in loc. Surdello e fino a C. Mesuri in tav. Rosarno, tutte località attorno a Laureana di Borrello, e poi a Cantina Cordiano sul Cristallino a E di Maròpati, ed infine estesamente sulle sabbie tortoniane ad E di Cinquefrondi, dove il Messiniano termina con « conglomerati di rocce granitiche a metamorfiche » estesissimi dalla loc. Convento verso il bacino di Màmmola. Affioramenti di calcare evaporitico si hanno anche nella tav. Gioia Tauro sulle rive del F. Petrace a S di Gioia.

Nel piccolo bacino di Sparagà ad E Laureana sono cartografate anche « argille, argille siltose e

silts da grigio chiare a brune » probabilmente equivalenti ai Trubi, e le stesse con indicazione di *Pleurostomella alternans* compaiono nella scarpata costiera a W di Gioia Tauro.

Le « argille ed argille siltose a *Globigerina inflata* e *Globorotalia truncatulinoides* » appaiono nella tavoletta Rosarno nei fondivalle di Contr. Veronica a NE di Melicucco e del T. Iola a S di Feroleto della Chiesa, ed un piccolo affioramento sul fondovalle a SE di Anoia Superiore rientra nella tav. Laureana.

Le « sabbie ad *Anomalina balthica* » sono cartografate nella tav. Laureana sui Trubi del piccolo bacino di Sparagà, sul calcare evaporitico a S di Laureana, a diretto contatto col Cristallino in tutte le valli da Gàlatro verso S, e in contatto per faglia con le pieghe dei terreni miocenici ad E di Cinquefrondi. Nella tav. Rosarno sono estesamente affioranti in tutti i fianchi vallivi ad E del F. Metramo-T. Sciarapòtamo, nonché fra questo ed il F. Vacale verso S fino a Melicucco, e sulla sponda opposta del Vacale da C. Macrì fino a C. Barone Rodino lungo la scarpata del terrazzo alluvionale, nella quale poi riappare più a NW da C. Travia a Testa dell'Acqua a SE di Rosarno, e poi tutt'attorno al terrazzo su cui sorge quest'ultimo abitato, nonché a W di esso fra il F. Mèsima e Canale Vena.

I « depositi continentali rossastri » sono estesissimi: nella tav. Laureana con spianate sul Cristallino (Piani della Ghilina-Barco Catona a 530-825 m, Cubasina a 450-700 m, Giffone a 500-600 m) e verso W ai piedi della scarpata del Cristallino con forme terrazzate a Laureana (225-260 m), Plaesano (225-270 m), presso Gàlatro (200-320 m), a Tritanti (230-320 m), a Maròpati-Anoia (200-350 m), a Cinquefrondi (200-250 m). Più a W continuano in estese piane nella tav. Rosarno a W di Laureana, a Plaesano, a Feroleto della Chiesa, Anoia, Melicucco, S. Fili, nell'altopiano di Rosarno, e poi nell'estesissimo terrazzo da Canale Vena-Fosso Parruni-F. Vacale verso il F. Budello, estendendosi verso W fino alla scarpata costiera della tav. Gioia Tauro da loc. Granatara a loc. Garzo, e a S fra i fiumi Budello e Petrace da Gioia Tauro a Drosi e verso SE nella tav. Taurianova.

Alluvioni recenti formano i fondivalle del T. Sciarapòtamo, del F. Metramo, della parte finale del F. Mèsima, del F. Budello, del F. Petrace, e si ha una grande piana dunare fra Marina di Gioia Tauro e S. Ferdinando, e più ristretta da S. Ferdinando verso la foce del Mèsima.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino del Mèsima-Petrace, parte meridionale

Verso S il Bacino del Mèsima continua fra la cresta cristallina di M. Cùcolo-M. Cappellano-Lenza di Gerace, che rappresenta verso E la separazione dal bacino di Màmmola, molto abbassata e ristretta rispetto al massiccio della Serra S. Bruno, ed un altro sperone cristallino che sorge sulla costa appena a S di Gioia Tauro ed attraverso la zona di Palmi va a riunirsi al massiccio dell'Aspromonte, finendo così per chiudere il bacino di subsidenza dell'area Mèsima-Petrace. Il limite del bacino verso W potrebbe esser considerato all'incirca lungo la linea Gioia Tauro-loc. S. Francesco-C. Sprizzo-loc. Paterna-Seminara, mentre verso E continua la grande scarpata del Cristallino dalla loc. Convento (ad E di Cinquefrondi) a S. Giorgio Morgeto ed a Cittanova.

La base del Complesso Postorogeno con le « sabbie grossolane » tortoniane compare appena appena ai bordi del bacino, lungo il Cristallino dello sperone di Palmi in vari affioramenti da Rocca Campana al F. Petrace in loc. Cave e di qui fino alla foce del Petrace, e sopra il Cristallino da Seminara verso W e verso S. Sulla sponda opposta del bacino le sabbie grossolane compaiono in Contrada S. Elia a SE di Cinquefrondi (Tav. Cittanova), con sovrapposte le argille tortoniane da Lacchi a Torre Alba.

Il « calcare evaporitico » è notevolmente esteso sullo sperone cristallino di Palmi, verso la foce del Petrace di dove affiora sulle due sponde verso monte fino in loc. Pioppo, e di qui in varie fasce affioranti fino a Palmi di cui forma il substrato fino a loc. Palmara, ricomparendo ai Piani della Corona a NW di Seminara fra le sabbie tortoniane ed il Cristallino.

« Argille, argille siltose e silts da grigi a bruno-chiari a *Sphaeroidinella seminulina* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) affiorano sul calcare messiniano ad E di M. Terzo e sulle sabbie tortoniane a C. Minasi a NE di Palmi.

« Argille, argille siltose e silts grigio-bruni a *Globigerina inflata* » affiorano largamente nella tav. Palmi da Seminara-S. Leonardo-S. Filippo-Torrente Vena Mastro-Cave fino alla sponda W del T. Duverso-F. Petrace, e poi tutt'attorno al terrazzo di loc. Quarantano fra T. Duverso e T. Càlabro, sulle due sponde del T. Marro fino a loc. Cirello e sulla sponda E del Petrace dal Fosso del Selvaggio a loc. Morrone, mentre nella tav. Citta-

nova affiorano nel fondovalle ad ESE di Cinquefrondi, e poi sotto S. Giorgio Morgeto e nel fondovalle del T. Ierullo a SW dello stesso abitato. Le « sabbie ad *Anomalina balthica-Globorotalia truncatulinoides* » appaiono nella tav. Palmi al Fosso del Selvaggio sulla sponda E del Petrace, e nella tav. Cittanova da Cinquefrondi verso E fino a Poggio Prunia e verso SE fino a Lacchi, e poi sotto S. Giorgio Morgeto, e probabilmente si estendono in realtà sotto la scarpata del Cristallino dal T. Jerullo in larga continuità fino a Cinquefrondi.

I « depositi continentali rossastri » sono praticamente continui appena a W delle sabbie calabriane da Cinquefrondi-Polistena-S. Marina-Cittanova attraverso tutta la tav. Taurianova fino alla riva orientale del T. Marro-F. Petrace, e poi nei terrazzi fra T. Marro e T. Càlabro, fra T. Càlabro e T. Duverso, e infine a W del Petrace dalla loc. S. Francesco fino a Palmi.

Alluvioni recenti si estendono nei larghi fondivalle dei fiumi Petrace, Duverso, Càlabro, Marro, Serra e Vacale, ed una piana dunare costiera si stende da Pietrenere a N di Palmi fino alla foce del Petrace.

L'estremità SW del bacino di subsidenza del Mèsima-Petrace si chiude quasi completamente entro le tavolette S. Eufemia d'Aspromonte ed Oppido Mamertina, con piccoli salienti entro le tavolette Bagnara Càlabra, Delianuova e Platì. Il limite W può esser fatto decorrere da Seminara verso SE a S. Anna e di qui verso S a Melicuccà lungo una linea NNE-SSW quasi sicuramente di faglia postcalabriana, e di qui a Poggio Palombaro ed alla loc. S. Luca dove la faglia NE-SW è cartografata, quindi nel saliente di Cuvala entro la tav. Bagnara dove comincia un limite S altrettanto sicuramente di faglia postcalabriana dal T. Cuvala verso E a Mass. Colacaruso a Sinòpoli ad Acquaro a Cosoleto a Sitizano a Ponte Sàlice. Di qui ha inizio un saliente verso S entro le tavolette Delianuova (angolo NW) e Platì (angolo NE), dove ha inizio la scarpata SW-NE del Cristallino che delimita il bacino riallacciandosi al fianco occidentale della Serra S. Bruno, da Macchina Vergara (tav. Platì) a S. Cristina d'Aspromonte a Molochìo (tav. Oppido Mamertina) a Cittanova ecc.

Le « sabbie ed arenarie tenere » a Clipeastri ed il « calcare evaporitico » già visti a Seminara continuano fuori del bacino qui considerato verso Ceràmida a NE di Bagnara. Nell'estremo SW del bacino dal Poggio Palombaro a S. Eufemia invece affiorano « conglomerati e sabbie » — « sabbie grigiobrune » — « argille siltose e marnose grigio brune e biancastre a *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » e pertanto tutta una successione infrapliocenica poggiante direttamente sul Cristallino almeno fra Poggio Palombaro e Puntone Macellari.

Dalla linea S. Eufemia-Poggio Palombaro-Melicuccà-S. Anna-Frantoio Collura da una parte e da quella S. Eufemia-Sinòpoli-Acquaro-Cosoleto-Sitizano-Calabretto dall'altra si hanno in tutte le valli scendenti verso N le « argille siltose e sabbiose ad *Anomalina balthica* e *Globorotalia truncatulinoides* ». Invece a monte di Figurella a W di S. Eufemia verso Cuvala e C. Romano (tav. Bagnara) sono cartografate « sabbie ed arenarie ecc. » sovrastanti e laterali verso monte alle precedenti. Così pure nella tav. S. Eufemia da Lubrichi verso S entrando per poco nelle tav. Delianuova e Platì, e poi nella tav. Oppido Mamertina in tutta la zona ai piedi della scarpata del Cristallino da S. Cristina d'Aspromonte ad Oppido Mamertina e di qui a Molochìo e poi verso NW fino a Terranova Sappo Minuho le « sabbie ed arenarie ecc. » sembrano rappresentare il Calabriano marino, mentre da queste località verso NW e cioè verso valle i fianchi delle vallate scendenti verso NW vedono affiorare le sottostanti argille ad *Anomalina balthica*.

Infine, i « depositi continentali rossastri » si estendono sia sopra la scarpata del Cristallino (Casa Forestale di Molochìo, 950-1025 m; Casa Forestale di Oppido, 975-1050 m; Piano Zillastro, 1050-1180 m, ecc.), sia al di sotto della scarpata entro il bacino (Castagneto a 200-400 m, Molochìo a 275-475 m, Terranova Sappo Minuho a 250-275 m, Varapòdio-Messignadi a 125-400 m, C. Mazzanova-Oppido Mamertina a 150-375 m, Castellace-C. Monaco a 150-300 m, Sitizano a 300 m, Cosoleto a 325-450 m, Petto della Casetta-S. Procopio a 200-400 m, Sinòpoli Superiore a 400-550, S. Eufemia d'Aspromonte a 400-560 m).

Le alluvioni recenti costituiscono i ghiaiosi fondivalle dei torrenti Marro, Iona, Fiumara di Ferrandina, Fiumara di Boscaino, Duverso, Fiumara Bugge, Torbido.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino Jonico delle Serre, parte settentrionale

Caratteri di bacino unitario di sedimentazione si possono attribuire ai depositi postorogeni della costa jonica della Serra S. Bruno, della catena M. Cappellano-Piano Croce di Moleti (dai Piani di Lìmina a Piano Alati) e del versante NE dell'Aspromonte, all'incirca da Badolato al Capo

Bruzzano. Per comodità possono riattaccarvisi verso N anche i depositi postorogeni fra Badolato e Stalettì, dove la Punta di Stalettì porta il Cristallino al mare. L'asse del bacino di subsidenza è NE-SW, parallelo a quello del Bacino del Mèsima, ma un notevole asse trasversale produce a metà circa del bacino il forte saliente SE-NW di Màmmola, con congiunzione dei bacini jonico e tirrenico all'altezza di Cinquefrondi.

Già all'estremo N della zona considerata, nella tavoletta Soverato, affiorano le arenarie a Clipeastri a Torre Palìporto a N di Soverato; segue il « calcare evaporitico » messiniano sul Cristallino di Pietra Grande sulla costa a S di Stalettì.

I « conglomerati poligenici » della base del Pliocene affiorano verso monte in lembetti attorno a Chiaravalle Centrale (tav. S. Vito sullo Jonio) e più estesamente a valle tutt'attorno a Gagliato e fin sotto Montecaone a NW di Soverato, e nei fondivalle fin verso la costa. Seguono in concordanza « argille, argille siltose e silts da grigie a bruno chiare con microfaune del Pliocene inferiore » (= Trubi) estesissime dalla tav. S. Vito sullo Jonio (C. Vallario, S. Teresa, Lombardi-Murorotto, Serra le Vigne-Vaccarizzo, Argusto) e nella tav. Soverato verso Palermiti, in loc. Pappasodaro, sopra Gagliato-Petrizzi, da Soverato fin sotto Gagliato, e infine sotto Montecaone.

Le « sabbie bruno chiare » forse del Pliocene medio-superiore o del Calabriano seguono al di sopra delle precedenti da Céntrache-Olivadi a C. Marasa, da Chiaravalle Centrale ad Argusto, e ad esse seguono « sabbie ed arenarie bruno-giallastre localmente con intercalazioni calcarenitiche » da S. Vito sullo Jonio alla Stazione di S. Vito, a Tripamelici, a Chiaravalle Centrale, e più verso il mare sotto Montecaone ed in altri lembi minori.

I depositi continentali antichi sono costituiti da « sabbie conglomeratiche giallastre » estese sul Cristallino fra 500 e 700 m (Piano di Cenadi, Serra Mena-Serra Francica-Cantroppo-Chiaravalle Centrale) e poi verso la costa a S. Maria del Mare, a Soverato (130 m) ecc. Alluvioni recenti si hanno a Valle Santissima sotto S. Vito, al Piano della Pietra Balena sopra Chiaravalle, e poi nei fondivalle del F. Soverato e del F. Ancinale e nella piana costiera da Torre Grande a Soverato e da Marina di Soverato verso S.

Verso S si entra nella tavoletta S. Andrea Apostolo dello Jonio, dove continuano direttamente sul Cristallino i conglomerati basali del Pliocene a Serra Bruno-Satriano e sui due lati della Valle Ficarazzi sotto Davoli, e poi a S. Andrea Apostolo e sotto Isca, con sovrapposte le marne infraplioceniche dei Trubi fino alla piana costiera. Gli aspetti trasgressivi sono qui decisamente normali. I conglomerati basali sopravvanzano di quota i Trubi per circa 230 m.

« Depositi continentali » antichi si hanno a Falluso e sopra la Stazione di S. Sostene. Alluvioni recenti si hanno nei fondivalle della Fiumara di Melis, del T. Alaca, del T. Valloscura e del T. Gallipari, nonché nella piana costiera con un cordone dunare.

Più a S nella tavoletta Badolato sul Cristallino si hanno direttamente trasgressive le « argille ed argille siltose » tortoniane sopra S. Caterina dello Jonio, e poi sovrapposti ad esse, nonché direttamente sul Cristallino da loc. S. Elia a Badolato, i ben sviluppati « conglomerati più o meno cementati » di rocce cristalline, attribuiti al Messiniano o comunque al Miocene finale, che scendono molto in basso lungo i fondivalle (loc. Vrachicello, loc. Fragiulio) e verso S si estendono a Guardavalle e di lì nella tav. Stilo.

Alla base del Pliocene vengono attribuiti « conglomerati composti da ciottoli di rocce cristalline », direttamente trasgressivi sul Cristallino attorno a Badolato, e sul Cristallino o sui conglomerati del flysch tardiorogeno o su quelli messiniani attorno a Guardavalle, dove passano verso l'alto a « sabbie grossolane costipate ». Sui conglomerati pliocenici a Badolato, sulle sabbie attorno a Guardavalle, sui conglomerati messiniani fra Guardavalle e Badolato, e sul Cristallino a NE di Badolato, trasgrediscono le « argille, argille siltose e silts a *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » che corrispondono ai Trubi e quindi malgrado la legenda si tratterà probabilmente di marne calcaree (nella Carta al 25.000 spesso non si avverte che sia stata eseguita una calcimetria); sono estesissime tanto da arrivare praticamente alla spiaggia su tutta l'estensione della tavoletta Badolato. A S del T. S. Giorgio vi si intercalano « sabbie grossolane »; invece « sabbie brune » date come mediopliocenico-calabriane (nella Carta al 25.000 il Calabriano è considerato Pliocene superiore) si sovrappongono ai Trubi nelle creste di M. Scadenza-M. Lurtano e di M. Rocca-Palombara.

« Depositi continentali rossastri » formano spianate a N di Badolato a 225-280 m, a M. Lurtano a 83 m, ad E di M. Scadenza ed in loc. Palombara a 235 m. Alluvioni recenti sono abbastanza estese nel fondovalle del T. di Badolato, del T. Ponzo, del T. S. Antonio e del T. S. Giorgio; la piana costiera è ridotta ai minimi termini con un sottile cordone dunare.

Il bacino assume lo sviluppo più tipico da Guardavalle verso S, a cominciare dalla tavoletta Stilo. Sopra le Argille Scagliose del Complesso Antisicilide si hanno le « sabbie ed arenarie a *Clypeaster* » in una banda continua da loc. Giorgi a N della Fiumara Assi fino a M. Pilazzo a N di Stignano. La stessa estensione ha la soprastante banda di « argille ed argille siltose grigie » della zona a *Globorotalia menardii*. Seguono estesissimi i cosiddetti « conglomerati più o meno cementati » di rocce cristalline, attribuiti al Sarmaziano, dalla linea degli affioramenti tortoniani fino a C. Greco-loc. Tremazzi-Convento di S. Bruno-C. Mangiavacca ecc.

Trasgressivi su questi conglomerati, sugli orizzonti tortoniani, sulle A.S. antisicilidi, sul flysch tardiorogeno (fino a loc. Biverra ed a Cresta delle Farnie entro la tavoletta Nardodipace più a W) sono « conglomerati composti da ciottoli di rocce cristalline ecc. » verso Guardavalle in loc. Pirito, a Piano Pràtora a N di Stilo, in loc. Costantino a SE di Stilo, in loc. Prano a S di Stilo, e più a S nelle loc. Agliastretto-Foresta-Convento di S. Antonio a W di Stignano ed in vari altri lembi a SE e ad E di Camini fin verso il Convento di S. Bruno. Su questi conglomerati basali del Pliocene si sovrappongono verso Guardavalle anche « sabbie grossolane costipate », e su queste, sui conglomerati pliocenici, su quelli messiniani, su quelli del flysch tardiorogeno e sulle A.S. antisicilidi poggiano infine le « argille, argille siltose e silts da grigio-chiare a brune con *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* », che salgono in lembi isolati fino a Piano Pràtora, attorno a Stilo, a S di Pazzano ed a N di Stignano, e si estendono sui conglomerati messiniani da Camini verso N e NE, ed infine a valle dei conglomerati messiniani fin praticamente alla costa, con talora intercalate « sabbie grossolane da bruno-chiare a biancastre » o « sabbie bruno-chiare » come in loc. Asporìa nell'angolo NE del foglio, in loc. Le Serre-Rosito fra Stilo e Monasterace, a M. Pareta ed in loc. Abbadìa a NNE di Camini. Sembra qui possibile misurare l'effettiva profondità del mare dei Trubi corrispondente come ordine di grandezza al dislivello fra di essi ed i più elevati conglomerati infrapliocenici, ossia p. es. a 200 m sopra Camini.

« Arenarie e sabbie a *Cyprina islandica* » associate con « conglomerati e ghiaie » si hanno in loc. Gargano a SE di Stilo, e più verso il mare ben estese a Monasterace ed in altri minori lembi più a S. « Depositi continentali rossastri » formano i terrazzi a 50-100 m fra Monasterace ed il mare e qualche vetta collinare come M. S. Paolo a m 107, M. Lupacchioli a m 177, Torre Ellera a circa 80 m.

Le alluvioni recenti sono estese nei fondivalle della Fiumarella di Guardavalle, della Fiumara Assi, del Fosso Burrao, della Fiumara Stilaro che sale verso W entro la tavoletta Nardodipace così come il T. Angri ed il F. Allaro. Ristrettissima la piana costiera col relativo cordone dunare.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino Jonico, parte centrale

La continuazione del bacino costiero jonico verso S vede l'allargamento di esso secondo un asse SE-NW dalle tavolette Stignano e Caulonia verso W nelle tavolette Gioiosa Jònica e Cittanova fino a raggiungere il Bacino del Mèsima nella tav. Laureana di Borrello a N della tav. Cittanova.

Nella tav. Stignano i terreni più antichi del Complesso Postorogeno sono i cosiddetti « conglomerati più o meno cementati » messiniani ad elementi cristallini, che da Stignano e Riace continuano l'affioramento già ricordato per la tav. Stilo, affiorando verso mare nei fondivalle fino alle loc. Murè, C. Cottura, C. Pruppi, Coste Piana.

Su di essi poggiano i « conglomerati con ciottoli di rocce cristalline » della base del Pliocene, trasgressivi anche sulle A. S. antisicilidi dell'angolo NW del foglio (Fosso Fiorello), anch'essi scendendo nei fondivalle del T. Castore e della Fiumara Precariti, ed in qualche lembo fagliato a S di Riace. Sui conglomerati messiniani e pliocenici trasgrediscono le « argille, argille siltose e silts da grigio chiare a brune con *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) coprendo la più gran parte della tavoletta, con intercalate o sovrastanti o sottostanti « sabbie grossolane da bruno-chiare a biancastre » tra Fiumara Allaro e Fiumara Precariti, ed anche sulla sponda E di questa ultima.

Le « argille ad *Anomalina balthica* » sormontano i Trubi e le sabbie connesse lungo tutto il costone fra la Fiumara Allaro e la Fiumara Precariti; le equivalenti « arenarie e sabbie bruno-giallastre » sovrastano invece i Trubi al di sotto delle spianate sommitali di Contrada S. Fili, di loc. Fior di Maggio, loc. S. Romano, M. Prescopio, M. Guardia, Contr. Ierretano, dove verso NW (M. Pentalimite-C. Mandrile) si passa lateralmente ai « conglomerati e ghiaie con intercalazioni di sabbie grossolane ».

I « depositi continentali rossastri » coprono le spianate sommitali dette sopra. Le alluvioni recenti si estendono specialmente nel T. Favaco e nelle fiumare Precariti, Allaro ed Amusa, oltre che

nella piana costiera di Caulonia Marina con caratteristiche barre e cordoni dunari.

Nella tav. Caulonia continua verso W lo stesso quadro con l'aggiunta di livelli di arenarie a Clipeastri e di argille a *Globorotalia menardii* trasgressivi in vari lembi sul flysch tardiorogeno e sulle A. S. antisicilidi in loc. Tufo, loc. Granatara, Tempone Palombaro, Tempone S. Alario, loc. Pulicaruso ed altri lembi minori. I conglomerati messiniani dati da elementi cristallini trasgrediscono sul flysch tardiorogeno a M. Gardone verso l'angolo NE del foglio e sulle A. S. antisicilidi in loc. Lucia-Padocchia. A Costa del Gallo sulle A. S. trasgrediscono conglomerati messiniani e calcari bioermali.

I conglomerati basali pliocenici trasgrediscono sulle A. S. antisicilidi in ben delineati salienti a S. Domenica, alle Serre di Bonia, a Serra Foresta ed a cornice del lembo isolato di loc. Tufo. In continuità su di essi i Trubi scendono fin quasi al mare fra le fiumare Allaro e Amusa, e trasgrediscono invece sui conglomerati messiniani da loc. Morano verso SW, scendendo al mare ai due lati di M. Torremuzza. Ad essi si sovrappongono le argille mediopliocenico-calabriane sulle creste di loc. Pignaro, di loc. Morano, e di M. Torremuzza.

Alluvioni recenti abbastanza estese si hanno solo nelle fiumare Allaro ed Amusa.

Nella tavoletta Gioiosa Jònica il Complesso Postorogeno torna ad affiorare a W del flysch tardiorogeno di Gioiosa Jònica, con « sabbie grossolane a *Clypeaster* » in estesi costoni divisi dalle valli delle fiumare e trasgressivi dal flysch tardiorogeno (S. Domenica a N di Gioiosa Jònica) al Cristallino, dalla Fiumara Gallizzi andando verso W fino a M. Salice-Castanea-Pilla-Rondinello ai due lati del F. Tórbido (nella letteratura chiamato anche Tùrbolo), formando quello che si può per comodità chiamare il bacino di Màmmola. Sulle sabbie seguono « argille, silts e sabbie grigie » della zona a *Globorotalia menardii* in un unico affioramento a S della Stazione di Grotterìa, e poi il « calcare evaporitico » ben sviluppato a formare le cornici delle estese isole di erosione costituite dai costoni fra le fiumare, come sopra Martone, a S. Giovanni di Gerace, a Grotterìa, a Màmmola, a M. Grazia a N del Tórbido, a S. Venere a S del Tórbido, in altri lembi minori in loc. Coriale e di qui verso Gioiosa Jònica dove risulta direttamente trasgressivo sul flysch tardiorogeno, ed ai Piani di Campo a NNE di Gioiosa Jònica. Entro le anziddette cornici calcaree, i costoni sono coperti dai cosiddetti « conglomerati discretamente costipati » messiniani, dati da elementi cristallini.

Le « argille, argille siltose e silts da grigie a bruno-chiare a *Sphaeroidinella dehiscens* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) trasgrediscono sul Cristallino nei lembi isolati del Piano di Cannata e del Piano Crasto (angolo SW del foglio) e sul calcare evaporitico in loc. Coriale.

Le « sabbie ed arenarie bruno-chiare » indicate come pliopleistoceniche, ed il sovrastante « calcare biostromale » coronano i Trubi al Piano Crasto, estendendosi agli altri tre angoli vicini delle tavolette Cittanova, Antonimina e Siderno. I « depositi continentali rossastri » coprono il Piano Crasto. Le alluvioni recenti delle fiumare si estendono soprattutto nel fondovalle del T. Tórbido.

Nella tavoletta Cittanova il Complesso Postorogeno forma verso W il quasi isolato lembo di M. della Torre, e verso NE l'altro quasi isolato lembo del Piano della Lìmina, che verso SE si estende in loc. Prachi fin entro la tavoletta Gioiosa Jònica, mentre verso NW va a raggiungere il Bacino del Mèsima in loc. Convento ad E di Cinquefrondi nella tav. Laureana di Borrello. I due lembi formano due grossi relitti di erosione poggianti su gradini morfologici prodotti da una probabile quanto sconosciuta tettonica recente, forse collegabile colle faglie che delimitano i bacini lacustri mediopleistocenici del resto dell'Appennino.

Il grande lembo di M. della Torre per poco non si collega al lembetto del Piano del Crasto nell'angolo SE della tavoletta. Questo lembetto poggia sul Cristallino con i conglomerati messiniani del Piano Mortelle, su cui seguono verso l'alto i Trubi, le sabbie indicate come plio-pleistoceniche, il calcare biostromale ed i terminali depositi continentali rossastri, ben estesi anche sul Cristallino alla Lenza di Gerace.

A Piano Mezzanicchia poco più a NW comincia il lembo di M. della Torre. Al suo limite N esso poggia sul Cristallino con le « sabbie grossolane » a Clipeastri e col « calcare evaporitico » messiniano (Fontana Menzaricchia, Acqua Scrusciente verso il Piano della Lìmina, loc. Sàrica verso E). Più verso S sul Cristallino poggiano direttamente le « argille ecc. a *Sphaeroidinella seminulina* e *Pleurostomella alternans* » ossia le marne calcaree dei Trubi. Su questi poggiano le « argille ecc. a *Globigerina inflata* » a Torre di Cardito, le « sabbie ed arenarie bruno-giallastre », il sovrastante « calcare biostromale » (a M. della Torre) sostituito lateralmente dalle « sabbie conglomeratiche con ciottoli arrotondati » (a M. Tordolino, loc. Gallizzi, Petto Tondo-Piano Fossati). I « depositi continentali rossastri » si trovano in vari lembi ad

880-930 m attorno alla cresta di M. Tordolino-M. della Torre-Petto Tondo.

Il lembo del Piano della Lìmina copre l'avvallamento fra il gruppo cristallino della Serra S. Bruno e la cresta pure cristallina di M. Cappellano-Piano Alati, con una specie di gronda allungata in direzione SE-NW fra Prachi (tav. Màmmola) e loc. Convento ad E di Cinquefrondi (tav. Laureana), connettendosi verso SW in loc. Acqua Scrusciente col lembo di M. della Torre. Il limite SW è formato da un sottile bordo di « sabbie grossolane » a Clipeastri, con argille a *Globorotalia menardii* all'estremo SE in loc. Prachi. Sopra si estende il « calcare evaporitico », continuo da Prachi lungo tutto il bordo SW e solo fino a Petto del Lupo nell'angolo NE della tav. Cittanova sul bordo NE. Tutto il resto del lembo di Piano della Lìmina è coperto dai « conglomerati discretamente costipati » messiniani ad elementi cristallini, dalla tav. Gioiosa Jònica alla tav. Cittanova alla tav. Laureana di Borrello. Lembi di Trubi si sovrappongono ai conglomerati a M. Lìmina-Acqua Scrusciente collegandosi con quelli del M. della Torre, del Piano della Lìmina, della C. Forestola. In vetta al M. Lìmina son cartografate sabbie calabriane.

Il bacino prosegue verso SW nelle tavolette Roccella Jònica e Siderno. In esse sulle A. S. antisicilidi poggiano per lo più i « conglomerati e ghiaie » della Molassa a Clipeastri a Roccella stessa e nelle fiumare Romanò e Spìlinga nella tav. Roccella, con prosecuzione nella tav. Siderno in loc. Bernagallo ed in alcuni lembetti isolati a E del T. Tórbido. A W del Tórbido la molassa continua sotto forma di sabbie trasgressive sul flysch tardiorogeno in una sottile banda continua fino a loc. Chiusa, che riprende a N del Vallone Zarapòtamo a delimitare i lembi postorogeni della tav. Gioiosa Jònica contigua verso N, ed il lembo del Piano Crasto nell'angolo NW del foglio. Al di sopra della Molassa a Clipeastri è ben sviluppato il « calcare evaporitico » messiniano dalla Fiumara Romanò in tav. Roccella a Chiusa in tav. Siderno, con amplissimo sviluppo a Dragoni-Pirgo-Ferraro, riprendendo poi a N dello Zarapòtamo.

Ancora più estesi e continui i « conglomerati poligenici » della base del Pliocene, trasgressivi sul flysch tardiorogeno, sulle A. S. antisicilidi, sulla Molassa a Clipeastri e sul calcare evaporitico, da Roccella verso W interrompendosi fra le fiumare Spìlinga e Tórbido e riprendendo poi da Dragoni verso NW a Piano Crasto (entrando anche nella tav. Antonimina). Da questa località scendono sul flysch tardiorogeno verso SE fino a Salvi, dove poggiano sulle A. S. passando lateralmente a « sabbie in genere non fossilifere ». Queste scendono verso S alla Fiumara Novito a SW di Siderno, e risalgono verso W sul costone di Gerace al cui apice passano nuovamente a « conglomerati poligenici » che scendono verso SSE al F. Gerace, dove trasgrediscono nuovamente dalle A. S. al flysch tardiorogeno. In continuità seguono le « argille marnose biancastre a *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi), estese fino alla piana costiera nella tav. Roccella dove trasgrediscono anche sulla Molassa a Clipeastri e sulle A. S., mentre nella tav. Siderno si vede chiaramente che esse trasgrediscono dai « conglomerati poligenici » verso monte (fino al Piano Crasto verso NW) al calcare evaporitico messiniano verso mare (zona Pirgo-Ferraro-Carcarella). A S e SE di Gerace vi è intercalato un orizzonte calcareo.

Sui Trubi poggiano « argille a *Globigerina inflata* » verso la parte settentrionale della tav. Siderno (M. Scifa, M. Ginarra, M. Raggugia, Costa Lemma, Siderno Superiore, Timpa Mazzè) mentre da loc. Flavia verso SW cominciano ad aversi « sabbie giallastre » basali, molto estese soprattutto a Gerace. « Sabbie ed arenarie giallastre » e « sabbie ed arenarie tenere giallastre » formano l'apice della successione plio-pleistocenica a Piano Crasto (dove verso l'alto segue anche il « calcare biostromale »), a M. Scifa e M. Ginarra verso N, da Siderno Superiore a M. Antichi verso S, anche con « marne sabbiose » a Siderno Superiore ed a S. Lucia.

« Conglomerati e sabbie giallastre, talora rossastre » costituiscono i depositi continentali della fine del Pleistocene inferiore sopra Marina di Gioiosa Jònica (30 m) fino a Schiavo (69 m) e Bernagallo (145 m) e poi a Marcina, Gonia, Mirto di Siderno, cimitero di Siderno Superiore, S. Stratico, M. Misògano (fino ai 150 m circa) nonché ai 750 m del Piano Crasto comune alle quattro tavolette Gioiosa-Siderno-Antonimina e Cittanova. Una bella spianata fatta da questi depositi occupa la zona di spartiacque della catena cristallina che congiunge la Serra S. Bruno con l'Aspromonte, fra i 900 ed i 1025 m dalla Lenza di Gerace nella tav. Cittanova per Cànolo Nuova, Piano Melìa, Villaggio Zòmaro, Piano di Crocco, interrompendosi al Passo di Cànolo e riprendendo al Piano di Maleti sempre in tav. Antonimina, al Bosco Palazzo in tav. Oppido Mamertina e fino al Piano Alati in tav. Platì.

Alluvioni recenti si estendono nelle tavolette ora descritte al F. Barruca, alle fiumare Romanò e Spìlinga (tav. Roccella), al T. Tórbido ed alla

Fiumara Novito (tav. Siderno), alle fiumare di Gerace e di Antonimina (tav. Antonimina). La piana costiera di Roccella Jònica e di Marina di Gioiosa Jònica si allarga considerevolmente a Siderno Marina, con un sottile cordone dunare.

Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino Jonico, parte meridionale

La prosecuzione del bacino jonico verso SW nelle tavolette Ardore e Locri vede i conglomerati della Molassa a Clipeastri affiorare sulle A. S. antisicilidi nella loc. Mancuso sulla Fiumara di Portigliola (tav. Ardore), e di qui estendersi verso SW con continuità su larga estensione fino al Vallone del Palombaro, di dove si restringono fino ad interrompersi a S di C. Sibio per riprendere con buon sviluppo solo sulla sponda NE della Fiumara di Careri, con estesi affioramenti anche nel Vallone dell'Ossa a NW di Careri. Vi si sovrappongono « sabbie ed arenarie brunastre » tortoniane già a NE della Fiumara di Portigliola, per estendersi poi largamente fra le fiumare di Portigliola e di Condoianni ed a SW di quest'ultima fino al Vallone del Palombaro, restringendosi poi per proseguire sopra ai conglomerati fino a C. Sibio e quindi direttamente sulle A. S. fino alla Fonte di Lauro; riprendono poi sotto M. Panduri con appoggio sul flysch tardiorogeno, ed infine nuovamente sui conglomerati tortoniani della Fiumara di Careri. Seguono le « argille a *Globorotalia menardii* » a cominciare dalla Fiumara di Portigliola, aprendosi poi con buon sviluppo fra questa e la Fiumara di Condoianni con intercalato un livello mediano di sabbie; riprendono poi dal Vallone del Palombaro verso E fino a C. Sibio e verso S fin quasi a Benestare, ed attraverso loc. Mirto si allargano di nuovo fra Careri e Natile Nuovo, compreso l'intervallo delle sabbie mediane.

Il « calcare evaporitico » messiniano affiora già sulle due sponde della Fiumara di Gerace nella tavoletta Locri, e poi sulla sponda della Fiumara di Portigliola nella tavoletta Ardore, da dove continua oltrepassando la Fiumara di Condoianni e da loc. Spilinghi girando a N in loc. Potito e poi verso SW fino a C. Farinati. Di qui ricompare solo in loc. Amusa, interposto fra le argille a *G. menardii* e le A. S. Crotonidi di Benestare (v. avanti, Complesso Crotonide), e poi a N di Careri in vari lembi sulle argille tortoniane e sotto le A. S. crotonidi ed i Gessi; passa quindi a poggiare direttamente sulle sabbie tortoniane più a N in loc. Grappedà, poi direttamente sul flysch tardiorogeno, ed ancora più a N direttamente sulle A. S. antisicilidi da loc. Sènole alla Fonte di Lauro. Al calcare evaporitico segue il « gesso macrocristallino » che in loc. Stano fra S. Nicola e Benestare appare in appoggio sulle A. S. crotonidi, e così a N di Benestare dove passa da queste alle argille tortoniane; appare poi sviluppatissimo da loc. Amusa a loc. Pioppi poggiando sulle A. S. crotonidi verso S e poi sulle argille tortoniane per tutto il resto dell'affioramento. Da loc. Amusa verso W le A. S. crotonidi interposte fra calcare evaporitico e gesso si chiudono.

I « conglomerati basali » del Pliocene inferiore compaiono già nella tav. Locri dove sono continui dalla tav. Siderno e proseguono fin quasi alla Fiumara di Portigliola (tav. Ardore); si interrompono tra questa e la Fiumara di Condoianni per riapparire estesissimi sulla riva SW di questa in una fascia continua per S. Nicola-Benestare-Careri fino alla Fiumara di Careri, con appoggio trasgressivo su tutti i terreni del Complesso Postorogeno precedentemente elencati, oltre che sulle A. S. Crotonidi di Benestare; inoltre si estendono a NW più verso monte in una larga placca da M. Cànolo a loc. Varraro a loc. Trachè, anche questa poggiante sui vari terreni postorogeni oppure direttamente sulle A. S. antisicilidi a Fonte di Lauro. Sui conglomerati basali nella tav. Locri seguono le « argille marnose e marne a *Sphaeroidinella seminulina* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) ai due lati della Fiumara Gerace con un intercalazione calcarenitica mediana, e poi con perfetta continuità secondo la monoclinale del bacino postorogeno fino alla Fiumara di Careri, sovrapponendosi direttamente al calcare evaporitico in tav. Ardore fra la località S. Bartolo (Fiumara di Portigliola) e la Fiumara di Condoianni, e per il resto sui conglomerati basali, con larga estensione nei vari fondivalle (Vallone Pintammare, Vallone del Soccorso, T. Renchi). Possiamo misurare in queste zone un dislivello nell'ordine dei 200 m tra le evaporiti messiniane ed i più elevati affioramenti dei conglomerati basali infrapliocenici, e di oltre 250 m tra questi ed i Trubi più a valle.

Seguono le « marne siltose e sabbiose biancastre a *Globigerina inflata* » a Poggio Stefanazzo a S di Benestare, le « sabbie ed arenarie tenere giallastre » poggianti sui Trubi nella tav. Locri, il « calcare tenero biancastro » poggiante sui Trubi a W di S. Ilario sullo Jonio, ed infine le « argille siltose da grigio-azzurre a brune » che sono la parte fondamentale della successione pliopleistocenica e si estendono a coprire gran parte della tavoletta Locri ed un buon terzo della tavoletta Ardore,

scendendo dai Trubi fino alla piana costiera. Seguono sovrapposte « sabbie ed arenarie giallastre » che formano le creste dei vari costoni dalla Fiumara Gerace verso SW, con gli abitati di Condoianni, Bombile, Ardore, Bovalino superiore.

I depositi continentali sommitali sono designati come « conglomerati, ghiaie e sabbie giallastri, talora rossastri » e formano i terrazzi al sommo dei costoni lungo la piana costiera fino ai 160-170 m. Le alluvioni recenti sono ben sviluppate nei fondivalle delle fiumare Gerace, Portigliola, Condoianni, Careri, quest'ultima fino all'abitato di Platì. Ben sviluppata anche la piana costiera di Locri-Ardore Marina, con un sottile cordone dunare.

L'estremo meridionale del bacino postorogeno jonico comprende la tavoletta Bianco e piccola parte della tavoletta Ferruzzano che la segue verso S, con gli ultimi affioramenti sulla riva settentrionale della Fiumara Laverde, anche se per comodità mnemonica si può dare come limite il Capo Bruzzano poco più a S. I « conglomerati e ghiaie » della Molassa a Clipeastri compaiono nella tavoletta Bianco solo al Casino Anconi sulla Fiumara Careri, e per altrettanto poco vi si sovrappongono le « argille sabbiose » a *G. menardii.*

Ben sviluppato invece il « conglomerato basale » infrapliocenico che continua dalla tav. Ardore poggiando dovunque sulle A. S. antisicilidi oltre che sul lembo tortoniano del Casino Anconi, e raggiungendo la massima larghezza alla Fiumara Bonamico. A S di questa esso riprende come orizzonte sabbioso per breve tratto a N di Serro Matteo, e poi da S. Bastiano (ad E di Bianco) con continuità fino alla Fattoria S. Stefano sulla riva settentrionale della Fiumara Laverde (tav. Ferruzzano), con alcuni lembi relitti di erosione più a W sulle A. S. antisicilidi. In continuità su di esso seguono le « argille marnose e marne biancastre a *Sphaeroidinella seminulina* » ben sviluppate in continuità laterale con i Trubi della tav. Ardore più a N, e largamente affioranti nei fondivalle verso il mare fino alla Fiumara Bonamico, mentre a S di questa si allargano fino alla piana costiera di Bianco, così continuando nella tav. Ferruzzano più a S. Tra le massime quote dei conglomerati basali e quelle dei Trubi più a valle si hanno oltre 250 m di dislivello.

Seguono « marne siltose e sabbiose biancastre a *Globigerina inflata* » alla base delle argille plio-pleistoceniche sovrastanti, tranne che per la zona fra le fiumare Careri e Bonamico dove al loro posto sono cartografate delle « sabbie a *Globigerina inflata*, *Globorotalia hirsuta* e *Sphaeroidinella seminulina* » che se fossero vere dovrebbero essere un prodotto di rimaneggiamento suprapliocenico di materiale infrapliocenico. Seguono le « argille siltose grigio-azzurre » estesissime a N della Fiumara Careri dal Serro di S. Elia alla piana costiera di Bovalino, nonché nel costone fra le fiumare Careri e Bonamico, mentre a S di quest'ultima occupano solo le creste di Fimmanella-Serro Matteo-Serro Raiusa, di Serro di Scrapatà-Portella di Scrapatà, sempre incorniciate dalle basali marne a *G. inflata* che formano anche le sommità di Bianco Vecchio e di Zòpardo. Ancora marne e sabbie sopra le argille si osservano nella cresta di Serro Turgherio a W di Bovalino.

I depositi continentali sommitali sono dati come « conglomerati, ghiaie e sabbie giallastri » e formano spianate sulle argille calabriane al Petto d'Adamo, a Bovalino (150 m), a SW del Ponte Bonamico (80 m), mentre nella tav. S. Luca che segue verso W si ha la spianata di M. Fernìa-Serra d'Ustra a 1100-1200 m.

Ben sviluppate le alluvioni delle fiumare Careri, Bonamico (verso W ben entro la tav. S. Luca), Laverde. La piana costiera è piuttosto ristretta e si chiude verso S a Capo Bruzzano, con un piccolo delta fiancheggiato da barre e cordoni dunari alla foce della Fiumara Laverde (tav. Ferruzzano).

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: versante meridionale dell'Aspromonte

Nella tavoletta Brancaleone a S della tavoletta Ferruzzano non si hanno praticamente altri depositi postorogeni che le alluvioni recenti della Fiumara di Bruzzano estese fino a Motticella (tav. Àfrico) e della Fiumarella. Verso W nella tavoletta Palizzi i depositi postorogeni riprendono dal Capo Spartivento verso W, con i conglomerati basali infrapliocenici a formare il Capo Spartivento stesso e risalendo anche lungo la Fiumara di Spartivento da una parte e lungo la Fiumara di Spròpolo dall'altra, e poi lungo la costa di Torre Mozza ad E di Palizzi Marina. Seguono in questa zona in continuità verso l'alto i Trubi, che si estendono anche in un lembo isolato sul flysch tardiorogeno o sulle A. S. antisicilidi a N di Capo Spartivento, e quindi verso W fra le località Ambele, Terrata, Pampola e la costa fino all'altezza di Torre Mozza. I depositi continentali rossastri si osservano in vari lembi al Faro di C. Spartivento e più a NW (180 m), a M. Mìttica (150 m) e più a N in loc. Angro (370 m) sul Cristallino, e più in alto ancora sullo spartiacque di S. Salvatore-Puntone d'Artea a m 1100-1200

(tav. Àfrico). Le alluvioni recenti formano il piccolo delta della Fiumara di Spròpolo e la piccola piana costiera di Palizzi Marina.

In realtà fra Capo Spartivento e Capo dell'Armi non sembra si possa parlare di un vero bacino postorogeno di sedimentazione, ma solo di resti di copertura postorogena risparmiati dall'erosione grazie alla posizione depressa del versante meridionale dell'Aspromonte. Questa depressione fiancheggia la zona di sollevamento Reggio-Palmi-Capo Vaticano che forse è la vera continuazione della Catena Costiera, mentre il Bacino del Mèsima sarebbe omologo di quello del Crati e la Serra S. Bruno sarebbe omologa della Sila; il Bacino Jonico sudcalabrese con le A. S. Crotonidi di Benestare risulterebbe invece omologo del Bacino Rossanese e del Bacino Crotonese.

Dopo il Cristallino di Capo S. Giovanni, a N di Bova Marina sulle A. S. antisicilidi e sui Calcari a Briozoi post-antisicilidi trasgrediscono « argille siltose e sabbiose » e talora « argille bruno-chiare » tortoniane, in vari lembi che diventano continui da loc. Varelli a loc. Alupu fra i torrenti Sideroni e Vena, e riappaiono in loc. Magazzino fra il T. Vena e la Fiumara di Amendolea. Al di là di quest'ultima si hanno i lembi isolati di M. Cledro e di loc. Aiella-loc. Leddo, e poi sulla costa (loc. Ss. Trinità) al di là della Fiumara Acrifa, da dove continuano sempre sulla costa nella tavoletta Mèlito di Porto Salvo a M. Torre presso la Marina di S. Lorenzo, passando verso l'alto ad « alternanza di sabbie, argille siltose e silts ». Da Arcina le argille si estendono da N verso monte lungo la Fiumara di Mèlito, fino a M. Musoponiti e M. Monglove, da dove verso E si estendono entro la tav. Bova Marina con lembetti isolati sui Calcari a Briozoi di S. Pantaleone, mentre verso W si estendono fino alla Punta di Leo per poi scendere verso il mare in loc. Placanica e loc. Caracciolina a S di Pentidàttilo. Altro lembo di argille e sabbie tortoniane è quello che sopra Saline trasgredisce sulle A. S. antisicilidi e sui Calcari a Briozoi fino a Molaro-Stino-Zuccalà-Acone e per poco entro la tavoletta Capo dell'Armi fino a Rione Branca sul capo stesso. Da Bova Marina a loc. Alupu sulle A. S. antisicilidi e sulle argille tortoniane si ha anche una lunga cresta di « arenarie e sabbie bruno-giallastre » forse ancora tortoniane, che continuano poi fra il T. Vena e la Fiumara di Amendolea presso il mare. « Sabbie bruno-giallastre » sopra le argille tortoniane sono attribuite al Sarmaziano nella tavoletta Mèlito di Porto Salvo, a cominciare dalla loc. S. Leo a NE di Mèlito e poi a Mèlito stessa ed in vari lembi sopra S. Agata. « Sabbie micacee » sarmaziane sono segnalate anche a Capo dell'Armi sopra Riace Capo.

Alla base della successione pliocenica si hanno « conglomerati e ghiaie sabbiosi » in vari lembi da M. Tifia a Condofuri Marina (tav. Bova Marina) e poi da Arcina a loc. Monasterace, a M. Cappelli, in loc. Trapezio, a NE Musa (tav. Mèlito di Porto Salvo). Seguono le « argille e marne, sabbiose verso l'alto, a *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) in vari lembi staccati in continuità sui conglomerati infrapliocenici o trasgressivi sulle argille tortoniane o sulle A. S. antisicilidi. Da loc. Trombia a N di Condofuri Marina i Trubi si estendono verso W lungo la piana costiera, con un « calcare calcarenitico » in lembi in loc. Puzzaraci a NW di Condofuri Marina ed in loc. SS. Trinità; continuano poi lungo la costa poggiando sia sui conglomerati infrapliocenici che sulle sabbie messiniane che sulle argille tortoniane, e passando verso l'alto ad « argille marnose » e « calcareniti a *Sphaeroidinella dehiscens* », ed entrano anche nella tav. Capo dell'Armi a N di Riace Capo. I conglomerati basali risultano a M. Tifia sopravvanzare in quota i Trubi di circa 200 m.

Seguono « sabbie bruno-giallastre » in tav. Mèlito, e « sabbie, arenarie e calcareniti bruno-giallastre ad *Anomalina balthica* » e conglomerati sommitali in tav. Capo dell'Armi, in loc. Maiorana ad E di Mèlito, in loc. Mussa-S. Elia, in loc. Saline, e poi in loc. Canale a NE del Capo dell'Armi, con « argille ad *Anomalina balthica* e *Globorotalia truncatulinoides* » al Piano del Capo.

« Conglomerati, sabbie e sabbie conglomeratiche bruno-rossastri » oppure « conglomerati e sabbie arcosiche bruno-rossastri » formano i depositi delle spianate continentali con terrazzi verso la costa in loc. Lifraca, Pellegrina, Tavolere (tav. Bova Marina) e sopra Marina di S. Lorenzo e S. Leonardo (tav. Mèlito di Porto Salvo) ed al Piano del Capo (tav. Capo dell'Armi). A N della tav. Bova Marina si hanno nella tavoletta S. Lorenzo spianate alluvionali antiche fino a 1200 m sotto M. Grosso, fino a 1139 m in loc. i Campi a N di Condofuri, ed a 970-1200 sotto M. Peripoli.

Le alluvioni recenti formano i fondivalle maggiori alla Fiumara di Amendolea (tav. Bova Marina e tav. S. Lorenzo), alla Fiumara di Mèlito, Fiumara di Anna, Fiumara di S. Elia e Fiumara Molaro (tav. Mèlito di Porto Salvo), nonchè la ristretta piana costiera da Bova Marina e Marina di S. Lorenzo, che si allarga alquanto da Mèlito di Porto Salvo a Riace Capo presso Capo dell'Armi.

Il Complesso Postorogeno nella Carta al 25.000: Bacino di Reggio Calabria

A differenza della zona fra C. Spartivento e Capo dell'Armi, la zona fra quest'ultimo e Villa S. Giovanni non mostra solo estremi affioramenti di un bacino sedimentario nascosto nel mare, ma anche una ben definita zona di subsidenza plio-pleistocenica oggi emersa, con faglie perimetrali abbastanza ben delineate, anche se non studiate a fondo in epoca moderna.

Nella tavoletta Capo dell'Armi a N del Capo omonimo, sulle A. S. antisicilidi e sui Calcari a Briozoi poggiano « argille siltose » tortoniane poco sviluppate nelle valli della Fiumara S. Vincenzo e del T. Oliveto, estendendosi poi verso N nella tavoletta Motta S. Giovanni dall'abitato di questo nome a S. Basilio-T. Scillupio-Serro di Pittari (tav. Bagaladi), e poi a N di Motta S. Giovanni risalendo per Padella fino alla Fiumara di Valanidi. Sopra le argille tortoniane si hanno « sabbie micacee piuttosto massicce » date come sarmaziane, ben sviluppate fra la Fiumara S. Vincenzo ed il T. Oliveto e nei fondivalle dei Torrenti Ferrina e Campoli verso il mare (tav. Capo dell'Armi). Nella tav. Motta S. Giovanni sono cartografati estesissimi « conglomerati piuttosto massici » ad elementi cristallini e « sabbie micacee piuttosto massicce » del Sarmaziano, trasgressive sui terreni tortoniani e sulle A. S. antisicilidi da Umbro-S. Filippo-Motta S. Giovanni-Falde d'Aloi-S. Basilio-C. Gulli (queste due località in tav. Bagaladi) e poi sopra Péllaro da S. Anna-Quattronari-Costa Padella-Bettoldo fin entro la tav. Bagaladi ad Oliveto, e poi in tutti i fondivalle tra la Fiumara d'Armo e la Fiumara di S. Agata, dalla piana costiera fin quasi a Pegadi nella tav. Bagaladi.

Seguono le « argille e marne biancastre a *Globorotalia hirsuta* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) presenti nella tav. Capo dell'Armi solo presso Càmpoli nel fondovalle, mentre nella tav. Motta S. Giovanni si hanno pochi lembi sparsi verso Motta stessa ed affioramenti più continui verso Zerma ad E di Péllaro, e pochi lembetti relitti a N della linea Péllaro-Paterniti.

Le « sabbie ad *Anomalina balthica* » affiorano nella tav. Capo dell'Armi a M. la Croce, in loc. Santolari, in loc. Candeloro. A M. la Croce vi sono sovrapposte « argille ad *Anomalina balthica* », che verso il mare si sostituiscono anche lateralmente alle sabbie (Càmpoli, Acqua Salata, Casalotto Ferrina, Lazzaro, Piano del Capo). Nella tav. Motta S. Giovanni le sabbie sono poco estese presso Motta-Quattronari-Macellari, con sovrapposte le argille, mentre sono invece estesissime ad E di Motta, risalendo nella tav. Bagaladi sui due fianchi della valle del T. S. Basilio-Scillupio, e poi per il Fosso di Pedagalli salendo fino agli spartiacque dei Tagli di Malara-Taglio Musolino-M. Embrisi (1050 m)-Punta Salice, e verso S rientrando anche nella tav. Mèlito di Porto Salvo fin sotto M. Pietrerosse. A N della Fiumara di Valanidi le sabbie calabriane sono estesissime in tutti i fondivalle, con sovrapposte argille solo verso il mare mentre verso E, ossia verso monte, si hanno solamente sabbie fino all'appoggio sul Cristallino lungo la linea Oliveto-Serro Alì nella tav. Bagaladi. La successione calabriana termina con « sabbie » e « conglomerati », molto estesi nella tav. Capo dell'Armi in larghi salienti triangolari fra le singole valli, da Capo dell'Armi ad Altibano, da Casalotto Ferrina a loc. Sapone e di qui ridiscendendo fin quasi a Péllaro in tav. Motta S. Giovanni, e poi dal Serro dello Schiavo a M. Cosentino, al Cimitero di Péllaro, e da Forfora a Cavallaro a Mortara sopra la piana costiera. Questi depositi sono quasi assenti invece a N della Fiumara di Valanidi.

Le spianate continentali terminali sono date da « conglomerati e sabbie arcosiche », nella tav. Capo dell'Armi in piccoli terrazzi lungo il mare a quote di 80-280, mentre nella tav. Motta S. Giovanni si estendono sopra tutti i costoni del Complesso Postorogeno con successioni di terrazzi a diverse quote, da 40 m circa verso la costa ai 481 m di C. S. Andrea a S di Armo nella tav. Bagaladi, e poi più in alto sulle sabbie calabriane degli spartiacque dagli 800 m sopra S. Basilio ai 1000 m del Campo di S. Antonio ed ai 1200 m dei Piani di Lopa e di Sclano, estesissimi a N dell'abitato di Bagaladi.

Le alluvioni recenti formano la breve piana costiera costituita da una serie di piccole conoidi, e poi il fondovalle della Fiumara Valanidi che si estende ben entro la tav. Bagaladi dove entrano anche gli ampi fondivalle della Fiumara S. Pietro (a Fossato), della Fiumara Tuccio (a Bagaladi) e della Fiumara di S. Agata che attraverso le tav. Motta S. Giovanni, Reggio di Calabria e Bagaladi arriva fino a Cardeto.

Verso N il Bacino di Reggio continua con caratteristiche simili nelle tavolette Reggio di Calabria e Cardeto. Attorno al Cristallino della Fiumara dell'Annunziata affiorano i « conglomerati e sabbie grossolane » della Molassa a Clipeastri e le « silts, silts argillose ed argille » a *Globorotalia menardii*,

da Vito Inferiore-Rocca Grande in tav. Reggio a Straorini-M. Cùfolo in tav. Cardeto in un unico grande affioramento comprendente M. Rigà e l'abitato di Arasi, con un altro minore lembo più a N a C. Piraino.

Seguono i « conglomerati massicci » ad elementi cristallini e le « sabbie micacee » sarmaziane, estesissime attorno a Gallina, da S. Sperato a S. Cristòforo e Vito Inferiore (nelle tav. Reggio e Pavigliana) e Mosorrofa e Serro Nicolò e Valle Scassoli (in tav. Cardeto) e poi dalla zona M. Pentimele-Rosignolo (in tav. Reggio) all'estesa placca di Orti-M. Cùfolo-Chilanchi (tav. Cardeto) ed infine da Roccabianca (tav. Reggio) a M. Lacco (tav. Cardeto).

Le « sabbie, arenarie e calcareniti » plio-pleistoceniche, localmente dotate di un conglomerato basale, si stendono sui vari costoni da Gallina (tav. Reggio) a S. Giovanni (tav. Cardeto), da loc. Cuttolazza (tav. Reggio) a S. Salvatore-Mosorrofa (tav. Cardeto), da Cannavò (tav. Reggio) alla loc. Colombo (tav. Cardeto), da S. Elia di Condera e Piano della Madonna e Nasiti (tav. Reggio) a Terreti e a S. Domenico (tav. Cardeto), e poi attorno a S. Vito ed a Vigna di Mare (tav. Reggio) ed a M. Chiarello (tav. Cardeto). Le « argille siltose » sono diffuse verso il mare nella zona di Vito Superiore, e sembrano sostituire più che altro lateralmente le sabbie. La successione plio-pleistocenica è coronata da « sabbie, arenarie, calcareniti e conglomerati » e da « conglomerati e sabbie micacee », come a Scarpello a S di Cannavò, e da Cannavò alla parte alta dell'abitato di Reggio ed a tutta la collina di M. Alisi-M. Pecoro-Portella del Pozzicello, e poi da S. Caterina-Archi verso la costa a M. Pentimele-Serro Spini-Vito Superiore.

Sopra questi livelli plio-pleistocenici terminali dall'abitato di Reggio a Mòdena a Gallina a Nasiti a S. Antonio non vi sono che « conglomerati e sabbie arcosiche » continentali, al di fuori del piccolo terrazzo di « conglomerati e sabbie a *Strombus bubonius* » di C. delle Rose fra Mòdena e Gallina. Queste spianate continentali vanno dai 50 m di Mòdena (tav. Reggio) agli 820 m di loc. Colombo, ai 750 m di M. Goni, ai 766 m di M. Cùfolo (tav. Cardeto), e poi nei Campi di S. Agata e nei Campi di Reggio salgono dai 1070 m circa verso W (tav. Cardeto) ai 1400 m di Sella Entrata ed ai 1370 m di Contrada Gornelle (tavoletta Montalto) e verso N ai 1350 m di media dei Piani di Gambarie verso la tav. Delianuova.

Alluvioni recenti e conoidi formano le piane costiere a S di Reggio e da Archi verso Villa S. Giovanni, ed i fondivalle delle fiumare S. Agata, Calopinace e Scaccioti.

Il bacino di Reggio si chiude verso N nelle tavolette Villa S. Giovanni e Calanna, con terreni esclusivamente pliocenici e pleistocenici, tranne un'estrema punta di conglomerati sarmaziani all'angolo SE della tav. Villa S. Giovanni. Le « argille e marne biancastre a *Sphaeroidinella seminulina* e *Pleurostomella alternans* » (= Trubi) sono quasi sempre in facies sabbiosa (Villa S. Giuseppe, Engreste-Madonna della Montagna-C. Sparella, S. Lucia-Musalà-S. Rocco-S. Pietro) tranne che a NE di Piale dove mostrano la normale facies di marne calcaree.

Le « sabbie a grana fine » plio-pleistoceniche (S. Giovanni) ed i « conglomerati e sabbie » (fianchi delle vallate a Fondaconuovo, T. Vena, Fiumara di S. Giuseppe, Fiumara di Catona, torrenti verso Catona e verso Villa S. Giovanni) passano verso E nella tav. Calanna a « sabbie, arenarie, calcareniti e conglomerati » estesi nell'alta valle della Fiumara di Catona da Calanna a Terra Piana a S di Peri a Milanesi a Canalelli, e sopra S. Roberto dal Puntone Rosso al Puntone del Ladro e di qui a Melìa e C. Minasi sotto la spianata continentale che fa da spartiacque. Sul versante tirrenico le sabbie plio-pleistoceniche scendono dal Vallone Passo di Tremusa a Solano Superiore e di qui nella tav. Bagnara Càlabra fino a Solanello-Serro d'Arba-la Torre, vicino a Cuvala poco più ad E, dove termina il Bacino del Mèsima-Petrace.

Le spianate continentali terminali sono date da « conglomerati e sabbie arcosiche bruno-rossastri »; da quote di 40-50 sulla costa dove in parte sono qualificate come terrazzi marini, attraverso gradini a 70 m ed a 100 m salgono nella tav. Calanna ai 500 m di Villa Mesa ed agli 800 m sopra Melìa e Solano, e poi alle alte spianate degli spartiacque (Piano della Femmina Morta a 1050-1150 m, loc. Aspromonte a 1010-1110 m, ecc.).

Le alluvioni recenti formano i larghi fondivalle della Fiumara di Gàllico e della Fiumara di Catona, nonché la piana costiera con numerose piccole conoidi.

Il Bacino di Reggio è delimitato verso N dallo sperone di Villa S. Giovanni-Bagnara Càlabra-Palmi-Gioia Tauro, che chiude similmente anche l'estremità SW del Bacino del Mèsima. In questo sperone cristallino la Molassa a Clipeastri affiora a Ceramida e a Barritteri-Seminara (tav. S. Eufemia d'Aspromonte e tav. Palmi) e poi a N di Palmi fino alla foce del Petrace come già descritto addietro, ed il calcare evaporitico messiniano compare a S

di Ceramida e poi da Palmi alla foce del Petrace. I Trubi sono abbastanza estesi a S di Barritteri e con minori lembi a N di Palmi (C. Minasi e M. Terzo). Le «argille a *Globigerina inflata*» si estendono a NE di Palmi come estremo lembo del Bacino del Mèsima. I depositi continentali rossastri si estendono sopra Bagnara Càlabra in loc. Belvedere (m 108), loc. Pellegrina (m 370), a C. Vermeni (m 550) nella tavoletta Bagnara Càlabra, e poi nella tav. S. Eufemia d'Aspromonte da Valle del Ladro a Costa di Grillo a 550-450 m, ai Piani della Corona a 475-500 m, e nella tav. Palmi al Piano di S. Elia a 570-580 m, da Palmi a loc. S. Francesco a 370-170 m, da Taureana a loc. S. Francesco a 90-70 m, con alcuni terrazzi dati per marini come quello di Palmi a 228 m. Evidentemente si tratta di sviluppatissimi sistemi morfologici ancora quasi sconosciuti.

Conclusioni sul Complesso Postorogeno

1) Una prima conclusione derivante dall'insieme di elementi forniti dalla letteratura e dalla Carta al 25.000 dice che il Complesso Postorogeno è definibile come la successione discordante sulla strutture di corrugamento unilaterale dei terreni preorogeni. Esso non partecipa alla vergenza di questi ultimi, ma anzi mostra caratteri di sedimentazione e dislocazione bilaterali ai due lati della catena corrugata. I materiali detritici del Complesso Postorogeno provengono in massima parte dagli stessi terreni preorogeni che formano la catena. Essi appaiono deformati in modo relativamente debole, per dislocazioni prevalentemente verticali con inclinazioni opposte sui due versanti della catena, generalmente senza le forti componenti tangenziali dei ricoprimenti sottostanti. Si deve pertanto dedurre che siano stati prodotti in una fase di sollevamento, successiva alla fase di piegamento e restringimento unilaterale della catena corrugata che ha invece dislocato e deformato i terreni preorogeni. La distinzione strutturale fra le successioni preorogene e quella postorogena appare molto netta e tale da rendere altrettanto chiara e precisa la distinzione concettuale.

2) La bilateralità delle strutture di sedimentazione e delle dislocazioni sui due lati della catena corrugata non appare seguire semplicemente e solamente i due versanti tirrenico ed jonico della Calabria. Alla relativamente uniforme pendenza verso W dei sedimenti postorogeni del versante tirrenico, che sembra accompagnata da una analoga vergenza delle strutture di sedimentazione per quel pochissimo che finora se ne sa, corrisponde verso E un andamento molto più complesso. Lungo la Catena Costiera settentrionale la successione postorogena appare più o meno completa nel versante occidentale della valle del Crati, mentre è essenzialmente limitata ad orizzonti infrapleistocenici piuttosto elevati nel versante orientale della valle; ritorna ad essere completa nel versante orientale della Sila, dove però nel Messiniano mostra apporti detritici ed orogenici da provenienze ancora più ad Est, e pertanto con vergenza W come messo in luce in OGNIBEN (1955). Ciò sembra potersi interpretare nel senso che la fase di corrugamento orogenico abbia collocato la massa cristallina della Sila in posizione già all'origine parzialmente subaerea, tale da non permettere la sedimentazione postorogena nelle sue aree centrali, ma solo sui suoi fianchi. La Catena Costiera tirrenica avrebbe invece cominciato a sollevarsi e ad emergere appena dopo la fine del corrugamento, provocando la bilateralità della sedimentazione e della dislocazione postorogena sui suoi fianchi, in probabile concomitanza con subsidenze del bacino del Crati. In epoca calabriana l'asse di subsidenza si sarebbe spostato verso il versante silano del bacino del Crati, allontanandosi dalla Catena Costiera a causa del sollevamento relativo di questa rispetto alla Sila.

Gli apporti messiniani da E verso l'attuale versante jonico della Sila denotano che la subsidenza di avanfossa lungo l'off-shore jonico fu accompagnata da emersione del margine orientale dell'avanfossa stessa. Ciò può essersi verificato attraverso surrezioni nell'avampaese forse testimoniate dai ricoprimenti crotonidi, ma potrebbe darsi anche che l'erosione del margine dell'avampaese che fornì il detrito ai sedimenti messiniani sia stata causata solamente dal generale abbassamento del livello del mare nel Messiniano.

3) La sommità dei depositi preorogeni non è databile in Calabria dove non affiorano livelli sottostanti all'alloctono Complesso Panormide. In Sicilia i più recenti livelli autoctoni corrispondono alla subzona a *Globoquadrina altispira*/*Globorotalia miozea* di CATI *et al.* (1968) a Gagliano Castelferrato (AMORE, 1969). In Lucania essi arrivano praticamente entro la stessa subzona ed in ogni caso ben entro la sottozona ad *Orbulina* e *Globoquadrina* di SELLI (1958) a Masseria Luci (v. OGNIBEN, 1969). Stando a CIARANFI (1972) i più antichi livelli preorogeni comprenderebbero la base della zona a *Globorotalia menardii*. I più antichi livelli postorogeni sono riferibili in Sicilia alla subzona a *Globorotalia ventriosa*/*Globorotalia nepenthes* a M. Giam-

moia (ROMEO, 1969), ed in Lucania e Calabria hanno sempre mostrato microfaune della zona a *Globorotalia menardii* (OGNIBEN, 1955; RODA, 1964 a) giungendo probabilmente verso la base della zona stessa o appena al di sotto (VEZZANI, 1967). L'epoca delle fasi finali dei trasporti orogenici va pertanto circoscritta entro la subzona a *Globigerinoides obliquus/Globorotalia lenguaensis* alla fine della zona ad *Orbulina* s.l. di CATI *et al.* (1968), e cioè alla fine del convenzionale Elveziano (o Serravalliano), oppure all'inizio del convenzionale Tortoniano della terminologia del presente lavoro, stando al dato di CIARANFI (1972).

4) La normale e completa successione postorogena appare data dal basso in alto da:

a) *Molassa a Clipeastri*, per usare la designazione più familiare agli specialisti della regione; spesso si ha un livello basale eluviale più o meno rubefatto (Rossano, Paola), quindi conglomerati ed arenarie di ambiente litoraneo-epineritico, fino a 200 m e più di potenza totale;

b) *Marne argillose a Globorotalia menardii* fino a 300 m e più di potenza, esprimenti un addolcimento dei profili di erosione-sedimentazione più che una subsidenza generalizzata che avrebbe prodotto giaciture trasgressive che generalmente non si osservano;

c) *Serie Solfifera* di ambiente ristretto, con Tripoli o marne tripolacee alla base per poche diecine di m, quindi calcare evaporitico (Calcare di base in OGNIBEN, 1957) fino a 40 m e più, gessi ed argille marnose fino a 150 m e più; a questo emiciclo avanzante della sedimentazione di ambiente ristretto fa seguito l'acme del ciclo evaporitico con variamente associati gessi spesso detritici, argille e salgemma (Formazione detritico-salina di RODA, 1964 a) con potenze fino a 450 m in Val di Neto e verso il migliaio di m al centro del Bacino Crotonese e probabilmente anche nel Rossanese all'altezza della linea di costa; segue l'emiciclo ritornante del ciclo evaporitico (Formazione evaporitica superiore dl RODA, 1964 a) con argille, sabbie, conglomerati e sottili intercalazioni gessose per potenze fino a 400 m, terminando col Conglomerato delle Carvane potente qualche diecina di m, probabilmente legato a formazione di locali rughe per piegamenti nel quadro del depresso livello marino messiniano;

d) *Ciclo infrapliocenico* legato alla « trasgressione anormale » della fine del Messiniano e chiuso da una fase di piegamento; inizia con marne argillose (Marne dei Cavalieri, fino a 200 m e più di potenza) a N della stretta di Catanzaro, con marne calcaree (= Trubi, fino a 100 m e più) a S della stretta stessa, e nella Calabria meridionale mostra spesso un conglomerato basale sviluppato alla base e lateralmente rispetto ai Trubi. Alla fine del ciclo è ben sviluppata nel Crotonese la Molassa di Zinga potente fino a 250 m, riferibile a locale ringiovanimento dei profili di erosione-sedimentazione dovuto alla anziddetta fase di piegamento infrapliocenico. Nel rimanente della Calabria sopra i Trubi si ha generalmente una lacuna più o meno ampia in relazione col fatto che ci si trova in zone più interne dei profili di erosione-sedimentazione in confronto col Bacino Crotonese;

e) *Ciclo medio-suprapliocenico*, dettagliatamente analizzato da OGNIBEN (1955) e da vari lavori di RODA (1964 a; 1964 b; 1965 a; 1965 c; 1965 d) nel Crotonese, dove mostra *dall'interno* verso l'esterno del bacino la successione di facies lagunari (Argille marnose di Spartizzo), litoranee (Molassa di Scandale) e francamente marine (Argille marnose di Timpa Biso, OGNIBEN, 1955). Il ciclo viene interrotto verso l'alto dalla « trasgressione anormale » del ciclo suprapliocenico-calabriano », ma verso il centro del Bacino Crotonese la facies francamente marina continua ininterrotta dal Pliocene medio al Calabriano, ed allora anziché delle Argille marnose di Timpa Biso si parla delle Argille marnose di Cutro (RODA, 1964 a).

La Carta al 25.000 non riconosce questa dettagliatamente studiata e riconosciuta situazione nel Crotonese, dove invece cartografa un « Pliocene medio-Calabriano » nel quale viene generalmente compreso anche il Pliocene inferiore marnoso (Marne dei Cavalieri) ed arenaceo (Molassa di Zinga). Nel resto della Calabria la legenda della Carta al 25.000 porta generalmente al di sopra del Pliocene inferiore a *Globorotalia hirsuta* (= *G. margaritae*) il « Pliocene medio-Calabriano »; tuttavia riferisce ad esso quasi esclusivamente microfaune a *Globigerina inflata* oppure ad *Hyalinea balthica*, e pertanto suprapplioceniche o calabriane. Solo per l'alta valle del Crati vengono riportate anche microfaune a *Globorotalia crassula* e quindi fino a prova contraria medio-plioceniche. La distinzione del Pliocene medio calabrese (probabilmente più entro il « Pliocene medio-Calabriano » che non entro il « Pliocene inferiore » della Carta al 25.000) è pertanto ancora tutta da fare tranne che per il Rossanese, la zona di Cariati ed il Crotonese settentrionale, dove si hanno in argomento i lavori di OGNIBEN (1955; 1962; 1969), di RODA (1964 a, 1964 b; 1965 a; 1965 c, 1965 d; 1966; 1967 a, 1967 b; 1970) di DI GRANDE (1967 a, 1967 b;

1972) di PANIZZA (1967). E' da ricordare che RODA (1970) segnala il Pliocene medio in profondità sotto la costa jonica della zona Rossano-Cirò.

f) *Ciclo suprapliocenico-infrapleistocenico;* non è separato dal precedente al centro del Bacino Crotonese, ma lo è ai suoi bordi dove le Arenarie di Stróngoli (OGNIBEN, 1955) ed il banco delle Sabbie di Sottostrada (RODA, 1965 c) si intercalano a separare le sottostanti Argille marnose di Timpa Biso dalle sovrastanti Argille marnose di Gigliolo (OGNIBEN, 1955), che sono invece continue fra loro verso il centro del bacino nella comprensiva formazione delle Argille marnose di Cutro. Verso l'alto il ciclo si chiude nel Crotonese con la calabriana Molassa di S. Mauro (DI GRANDE, 1967 a). Lo stesso ciclo è riconosciuto nel Basso Crati da VEZZANI (1968 a) con conglomerati e sabbie (trasgressivi sul Pliocene inferiore), argille azzurre, conglomerati e sabbie superiori con all'apice depositi continentali.

Lo stesso si ha lungo la costa jonica da Rossano a Cirò, con sabbie e conglomerati basali, argille azzurre suprapliocenico-calabriane, sabbie e conglomerati superiori (OGNIBEN, 1962; SELLI, 1962 b; PANIZZA, 1966 b; 1967; RODA 1967 a; 1967 b; 1970) ed una situazione simile esiste sulla costa jonica delle Serre secondo RODA (1965 b). Ancora mal conosciute sono le condizioni della stretta di Catanzaro dove non si hanno studi posteriori a GIGNOUX (1913), delle valli del Mèsima e Petrace dove bisogna risalire a CORTESE (1895), e dell'Aspromonte dove è bene rifarsi ancora a GIGNOUX (1913). Il ciclo sembra chiudersi con i depositi continentali collegati con la grande spianata morfologica dei « pianalti » calabresi.

Gli studi sulla Lucania e sulla Sicilia hanno mostrato che la lacuna alla base del ciclo suprapliocenico-calabriano sembra originata dallo slittamento verso l'esterno della postorogena Falda di Metaponto-Falda di Gela entro l'avanfossa plio-pleistocenica complementare al sollevamento isostatico (OGNIBEN, 1969). Non sembra trattarsi pertanto di un ciclo sedimentario in senso stretto, riferibile ad oscillazioni epirogeniche, ed è probabile che lo si ritrovi nettamente distinto lungo le coste joniche della Calabria, e che la sottostante lacuna sia invece attenuata nei bacini interni (alta valle del Crati, parte occidentale della Stretta di Catanzaro, bacino del Mèsima-Petrace) e lungo le coste tirreniche. La continuità dei terreni medio-suprapliocenici e calabriani al centro del Bacino Crotonese si spiega con l'originaria distanza dalle coste, presso le quali invece l'oscillazione verticale che avrebbe causato lo slittamento si trova marcata sotto forma delle Arenarie di Stróngoli e delle Sabbie di Sottostrada.

g) La *grande superficie continentale* dei cosiddetti « pianalti » calabresi, illustrata essenzialmente da GIGNOUX (1909) e da LEMBKE (1931) e da essi estesa ai due lati della catena ai livelli apicali di carattere continentale della successione infrapleistocenica, è rimasta essenzialmente a quello stadio di conoscenza, dato che il recente exploit di GUÉRÉMY (1972) non risulta accettabile per insufficienza di illustrazione e di motivazione. In base ai rapporti geometrici con la grande superficie anziddetta, in quanto attribuita al Pleistocene inferiore, va vista la possibilità di datare al Siciliano (o meglio al Pleistocene inferiore) i terrazzi marini e fluviali più elevati, mentre la maggior parte dei terrazzi calabresi viene concordemente ascritta al Milazziano ed al Tirreniano, ossia a livelli medio-suprapleistocenici, e le piane costiere al Versiliano, seguite dalle attuali spiagge, fasce dunari e alluvioni dei fondivalle. Medio-pleistocenici sembrano dover essere considerati anche i bacini lacustri ed i grandi conoidi antichi, e ciò contribuisce a mettere in evidenza una particolarmente intensa fase medio-pleistocenica di fagliamento.

5) Il Complesso Postorogeno documenta con le sue strutture il sollevamento isostatico del tratto calabrese della fascia corrugata appenninica. Per quanto riguarda l'intensa aliquota post-infrapleistocenica del sollevamento, essa sembra essersi svolta secondo modalità che danno ragione sia a GIGNOUX (1909) che a LEMBKE (1931). Infatti se l'andamento attuale del top continentale dei livelli marini infrapleistocenici mostra una geometria tale da correlarlo con la struttura sollevata dei « pianalti » continentali, i recenti risultati della geologia marina nel Tirreno documentano lo sprofondamento di questo mare a partire dal Pliocene medio (SELLI & FABBRI, 1971). Ciò viene ad essere in buona armonia con la nozione di una superficie di erosione e di colmata infrapleistocenica dislocata per flessura sul lato jonico della Calabria e per grandi faglie sul lato tirrenico.

6) Messiniano e Pliocene inferiore sembrano aver visto una paleogeografia molto diversa dall'attuale. Infatti nel Messiniano si hanno apporti sedimentari e trasporti orogenici (Complesso Crotonide, OGNIBEN, 1955) dall'area dell'attuale Golfo di Taranto, mentre nel Pliocene inferiore all'altezza dell'attuale stretta di Catanzaro si aveva un limite fra il settentrionale bacino delle terrigene Marne dei Cavalieri ed il meridionale bacino delle preva-

lentemente organogene marne calcaree dei Trubi. Per GIGNOUX (1913) si trattava di una soglia più o meno corrispondente all'attuale Sila Piccola, che infatti disegna un saliente fra Bacino Crotonese e stretta di Catanzaro.

Col Pliocene medio-Calabriano la composizione dei depositi sedimentari si fa uniforme sia lungo i due versanti jonico e tirreno della Calabria che nei bacini di sedimentazione della valle del Crati, dell'istmo di Catanzaro e delle valli del Mèsima-Petrace. Ne risulterebbe a questo momento delineata una paleogeografia del tratto calabrese della catena appenninica simile all'attuale, ma con golfi e bracci di mare in corrispondenza degli anziddetti bacini di sedimentazione. La geografia attuale sembra infine disegnarsi nel Pleistocene medio, quando emergono anche i bacini di sedimentazione a causa dell'accentuazione del sollevamento testimoniata dalle grandi faglie che hanno dato luogo ai bacini lacustri ed ai grandi conoidi antichi.

7) I depositi plio-pleistocenici sembrano mostrare molte intercalazioni cineritiche, come nelle argille azzurre del Crotonese descritte da EMILIANI, MAYEDA & SELLI (1961), come il livello cineritico würmiano descritto da LIRER, PESCATORE & SCANDONE (1967) per la costa tirrena, come le ripetute intercalazioni cineritiche osservate da molti autori nei sedimenti della Calabria meridionale dalle pomici bianche nel Pliocene inferiore di Reggio (REGIONE SICILIANA, 1961) alla coltre cineritica di copertura sommitale descritta per l'Aspromonte da ROMAGNOLI (1969). Ciò suggerisce la possibilità di una ricostruzione molto precisa del sollevamento della catena nel suo tratto calabrese, probabilmente a partire dal Pliocene e sicuramente dalla fine del Calabriano in poi, mediante correlazione dei livelli terrazzati marini e fluviali con le varie intercalazioni cineritiche e con le relative età assolute.

8) La zona Rossano-Cariati-Cirò mostra delle singolari formazioni messiniane di ambiente marino normale, messe in evidenza da OGNIBEN (1962) e studiate micropaleontologicamente soprattutto da ROMEO (1967) nella valle del Trionto, dove si sovrappongono ad una successione messiniana di tipo classico con tripoli, calcare evaporitico, gessi e salgemma e relative intercalazioni pelitiche. Sopra a questo Messiniano relativamente « inferiore » si osservano infatti « argille scagliose » del Complesso Crotonide alternate con marne sabbiose di ambiente marino normale seguite verso l'alto da sabbie marnose ed infine da arenarie molassiche. Nella zona di Cariati e Cirò la sedimentazione di ambiente ristretto si limita ai livelli sommitali del Tortoniano ed a quelli basali del Messiniano, con le Sabbie Giallastre potenti fino a 500 m passanti verso l'alto e lateralmente alla Formazione Tripolacea potente fino a 100 m. In conformità e probabilmente in continuità con queste due formazioni (RODA, 1967 a) seguono direttamente i depositi di ambiente marino normale coi 300 m delle Sabbie marnose di Garicchi ed i 250 m della Molassa di Palopoli, sostituendo lateralmente e completamente i depositi di ambiente evaporitico. Le abbondanti microfaune del Messiniano di ambiente marino normale mostrano un'associazione planctonica caratteristica a *Globigerina helicina*, *G. dutertrei*, *G. bulloides* e *G. quinqueloba* (ROMEO, 1967).

L'interesse di questi depositi sta nella possibilità di collegarli con gli altri sporadici reperti messiniani di ambiente marino normale della zona mediterranea per delineare un possibile canale di alimentazione oceanica dei bacini evaporitici. Evidentemente un quadro di questo tipo esclude una sedimentazione evaporitica di bacino chiuso con profondità abissali, come viene prospettata da HSUE (1972) senza fare il conto delle quantità di carbonato di calcio, di solfato di calcio e di cloruro di sodio presenti nelle evaporiti messiniane, che da sole bastano con ogni probablità a rendere necessario il ricorso all'apporto oceanico praticamente continuo (fig. 195). Del resto, il meccanismo del bacino messiniano chiuso e prosciugato fino a grandi profondità sembra escluso anche dal fatto che il ciclo evaporitico messiniano risulta intercalato entro un ciclo sedimentario mediomiocenico-

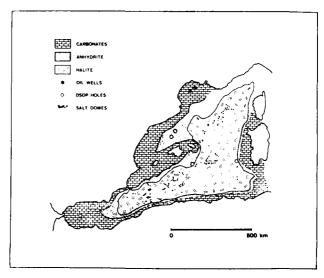



FIG. 195 - Distribuzione delle evaporiti nel Bacino Balearico secondo HSUE (1972).

— Evaporite distribution in the Balearic Basin according to HSUE (1972).

infrapliocenico a caratteristiche batimetriche molto costanti anche in immediata adiacenza a zone di erosione. Esso risulta inconciliabile con la vicenda del denudamento tettonico mediomiocenico testimoniato dai ricoprimenti e tale da richiedere comportamenti positivi dei fondi marini adiacenti alla fascia corrugata. Come è noto, questa fase di relativo sollevamento dei fondi marini risulta nel Tirreno esser continuata fino al Pliocene medio (SELLI & FABBRI, 1971). Anche i meccanismi di compensazione isostatica sembrano non esser tenuti in conto dall'ipotesi di un Mediterraneo prosciugato fino a migliaia di m di profondità. Infine, vengono ignorati del tutto i conglomerati infrapliocenici calabresi ed il significato dei relativi dislivelli rispetto sia alle sottostanti evaporiti che ai sovrastanti (e laterali) Trubi, ambedue attorno ai 200-250 m.

9) Lo studio del Messiniano della Calabria offre anche altri motivi di estremo interesse. Infatti per il Crotonese fu messo in evidenza in OGNIBEN (1955) che durante il Messiniano gli apporti detritici alla sedimentazione provenivano da Est insieme con i trasporti di tipo orogenico del Complesso Crotonide. La cosa venne confermata nel Rossanese da OGNIBEN (1962) ed anche dagli altri autori che successivamente se ne occuparono. RODA (1964 a) descrive un conglomerato messiniano terminale (Conglomerato delle Carvane) formato da elementi granitici, arenacei, selciosi, calcarei, filladici e gneissici, fra cui sembra probabile che rientrino anche elementi sicilidi.

Il trasporto sedimentario da provenienze non silane è confermato anche dalla Carta al 25.000 per la sua parte più vistosa, ossia per il conglomerato messiniano terminale. Nel versante tirrenico la Carta riporta per esso una composizione ad elementi granitici, metamorfici e quarzosi (tavolette Fiumefreddo Bruzio, Nocera Tirinese, Laureana di Borrello, Cittanova). Più o meno la stessa cosa (ciottoli cristallini, ciottoli granitici e metamorfici) vien riportata per il conglomerato messiniano terminale della costa jonica della Calabria a S della stretta di Catanzaro (tavolette Gioiosa Jònica, Reggio Calabria, Cardeto). Per l'area del Bacino Crotonese e della costa jonica della stretta di Catanzaro il conglomerato terminale messiniano vien riportato quasi ovunque senza accennare ad elementi non cristallini (tavolette Verzino, Belvedere Spinello, Caccuri, Petilia Policastro, Marcedusa, Botricello, Sersale, Tiriolo); solo per le tavolette Santa Severina in pieno Bacino Crotonese, Cròpani al margine settentrionale della stretta di Catanzaro, e Squillace al margine meridionale della stessa vengono riportate alla sommità del Messiniano « sabbie da fini a grossolane, con orizzonti conglomeratici talora a piccoli ciottoli e conglomerati con matrice ed orizzonti sabbiosi. I ciottoli dei conglomerati sono in genere ben arrotondati e composti da rocce cristalline e, in buona percentuale, da calcari. Alcuni di questi (finemente cristallini, verdastri o rosati) non risultano affiorare attualmente nella zona ». In base a ciò che si osserva nel Crotonese, si tratta evidentemente di materiali di origine sicilide, di provenienza corrispondente all'attuale Golfo di Taranto dove si trovano le prosecuzioni delle sicilidi Falda di Rosito e Falda di Rocca Imperiale (OGNIBEN, 1969), dalle quali provengono anche i materiali di trasporto orogenico del Complesso Crotonide.

Sembra pertanto confermato che il trasporto sedimentario messiniano da Est, messo in evidenza nel Rossanese (OGNIBEN, 1962) e nel Crotonese settentrionale (OGNIBEN, 1955), avesse luogo anche verso Sud sui due versanti del lato jonico della Stretta di Catanzaro. La presenza delle A. S. crotonidi a Benestare accenna al perdurare di condizioni simili anche lungo la costa jonica della Calabria meridionale, e suggerisce di controllare la composizione dei sedimenti detritici messiniani lungo tutta la costa jonica.

Come causa dell'inversione messiniana dagli apporti sedimentari da W a quelli da E, si è già accennato all'abbassamento messiniano del livello marino, tale da fare emergere il bordo interno dell'avampaese sul quale fra Elveziano e Tortoniano erano arrivate le coltri sicilidi prima nominate. Entra in gioco anche la prima impostazione dell'avanfossa complementare al sollevamento isostatico, come testimoniato dai ricoprimenti crotonidi; l'avanfossa si precisa e si accentua nel Pliocene, quando a partire dal Pliocene inf. gli apporti sedimentari ritornano ad indicare provenienze dall'attuale Calabria anziché dal Golfo di Taranto.

10) Altri punti di particolare interesse nella sedimentazione del Complesso Postorogeno si ritrovano nell'analisi della cosiddetta trasgressione infrapliocenica, riconosciuta come « speciale » da CORTESE (1895) e come « anormale » da OGNIBEN (1969), di grande aiuto nelle ricostruzioni del fenomeno che attualmente si vanno tentando a seguito del riconoscimento dell'enorme estensione anche sottomarina delle evaporiti mediterranee.

L'anormalità della trasgressione infrapliocenica venne da CORTESE (1895) riconosciuta a causa della mancanza di « intermediari di depositi sabbiosi o misti, che accennino al graduale e continuo abbas-

samento del fondo », nonché nel diretto « succedere alla formazione gessoso-solfifera che è estuarina o lagunare ». Tuttavia, proprio in Calabria dove i livelli infrapliocenici sono più a ridosso dell'asse di sollevamento della catena, la trasgressione infrapliocenica prende aspetti « normali » con grande sviluppo basale e prossimale di conglomerati, soprattutto a stare alla Carta Geologica al 25.000 ed alle descrizioni degli autori, a cominciare da SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957).

L'anormalità della trasgressione resta pur sempre indicata in questa zona dalla presenza dei Trubi, che malgrado le ricche microfaune non sono un deposito di ambiente marino perfettamente normale ma presentano ancora qualche carattere di ambiente penesalino (OGNIBEN, 1957), probabilmente separato dai più normali ambienti di deposizione delle Marne dei Cavalieri da una soglia catanzarese. E' vero anche che GIGNOUX (1913) considera messiniano l'insieme dei conglomerati sudcalabresi in base a reperti di ostracodi. Tuttavia la Carta Geologica al 25.000 fa una distinzione molto netta e costante fra conglomerati messiniani e conglomerati infrapliocenici, e deve probabilmente essersi basata su caratteri oggettivi facilmente controllabili, sebbene a tutt'oggi ancora non studiati. Dovrebbe trattarsi anzittutto della differenza di composizione con elementi extracalabresi per i conglomerati messiniani e puramente calabresi per quelli infrapliocenici, come si è visto a proposito dei conglomerati messiniani del Crotonese.

Si deve pertanto pensare che i conglomerati infrapliocenici indichino, se confermati, semplicemente la presenza di una catena già alla fine del Messiniano sollevata al di sopra del livello normale del mare. Mentre in zone più lontane dall'asse del sollevamento la trasgressione infrapliocenica riportava semplicemente il normale livello marino su estesissime aree fin'allora emerse ma in depressione, sui fianchi della catena vera e propria essa non poteva invece raggiungere se non la parte inferiore dei relativi versanti, mentre rimaneva emersa la parte al di sopra del livello marino normale. Da qui l'apparente « normalità » della trasgressione, la cui reale « anormalità » è tuttavia denunciata dai caratteri sedimentologici dei Trubi. I dislivelli tra le massime quote rispettivamente raggiunte dai conglomerati infrapliocenici e dai Trubi indicherebbero per questi delle profondità di sedimentazione dell'ordine dei 250 m presso le coste. Lo stesso ordine di dislivello si ha tra le evaporiti ed i conglomerati, cosa che potrebbe indicare l'effettiva entità del disseccamento messiniano.

11) Altro punto di particolare interesse è la presenza del ciclo suprapliocenico-calabriano accertata nel Basso Crati (VEZZANI, 1968 a) e di lì al bordo N della Sila fino al Rossanese (OGNIBEN, 1962; PANIZZA, 1967) ed alla zona di Cariati-Cirò (RODA, 1967 a). Nel Crotonese si è visto che le Arenarie di Stróngoli (OGNIBEN, 1955) e le Sabbie di Sottostrada (RODA, 1965 c) si inseriscono nell'intervallo suprapliocenico delle Argille marnose di Cutro, a marcare un'oscillazione della stessa età della base del ciclo sopra ricordato. Anche nell'istmo di Catanzaro sembra presente un ciclo calabriano dato da calcareniti giallastre, argille sabbiose, sabbie e conglomerati secondo GIGNOUX (1913). Per tutto il bordo jonico della Calabria meridionale sembra estendersi, stando sia a GIGNOUX (1913) che alla Carta al 25.000, un insieme di depositi argillosi e sabbiosi ad *Hyalinea balthica* ed *Arctica islandica*, e cioè lo stesso ciclo discordante su sedimenti infrapliocenici o più antichi.

La stessa discordanza, notata già da CORTESE (1895), esiste certamente sul versante E della valle del Crati, sebbene sul versante opposto vengano segnalate microfaune mediopliioceniche dalla Carta al 25.000, e sembra risultare anche nelle valli del Mèsima-Petrace, sempre stando alla Carta al 25.000.

In base alle analoghe evidenze riscontrate in Lucania ed in Sicilia si è concluso (LENTINI, 1967; OGNIBEN, 1969) per una discordanza anormale dovuta allo slittamento della falda postorogena di Metaponto e di Gela entro l'avanfossa postorogena, come addietro ricordato. La falda stessa risulta continuare nell'off-shore jonico della Calabria (FINETTI & MORELLI, 1972), ed è quindi il caso di concludere che la discordanza del ciclo suprapliocenico-calabriano ha sempre lo stesso significato dalla Lucania (Bacino di S. Arcangelo, Fossa Bradànica) alla Calabria (bacini interni e fascia costiera jonica) alla Sicilia (Fossa di Gela e sue adiacenze verso l'interno fino all'altezza di Enna), come già enunciato in OGNIBEN (1971, già datato 1968).

12) La separazione fra il ciclo mediopliocenico e quello suprapliocenico-calabriano si annulla verso il centro del Bacino Crotonese dove si ha la continua ed omogenea colonna delle Argille marnose di Cutro, pur rimanendo accennata ai bordi del bacino stesso dalle Arenarie di Stróngoli e dalle Sabbie di Sottostrada. Ciò sembra significare anzittutto che il Bacino Crotonese fosse abbastanza profondo ed aperto verso il mare da non risentire verso il largo di variazioni pur nettamente registrate ai suoi bordi. In secondo luogo si tratta pur sempre di un bacino di limitata estensione,

e ciò sembra significare che queste variazioni fossero di tipo molto particolare e capaci di effetti molto minori di quelli di una fase di piegamento o di un'estesa oscillazione epirogenica. Con ciò si verrebbe a consentire ancora una volta con l'ipotesi della discordanza anormale per slittamento dalla zona di sollevamento isostatico verso l'avanfossa postorogena, con sommersione di aree di erosione del versante jonico per una fascia di larghezza limitata e con ripercussioni anche nei bacini interni dove si verificavano approfondimenti e spostamenti delle sponde (Bacino di S. Arcangelo, Bacino del Crati, Bacino del Mèsima-Petrace, Bacino di Caltanissetta). La larghezza della fascia traslata verso l'avanfossa è sui 40 km in Lucania (OGNIBEN, 1969).

COMPLESSO CROTONIDE (OGNIBEN, 1955)

Introduzione

Si tratta di un assieme di strutture peculiari dell'area calabrese e già illustrate in modo abbastanza completo nella letteratura, a differenza degli altri complessi calabresi. Sono materiali alloctoni o parautoctoni inseriti per trasporto orogenico a vari livelli del Complesso Postorogeno, e come tali vengono pertanto descritti dopo di questo, e sono dati dalle colate di « argille scagliose » intercalate per trasporto orogenico nei sedimenti del Tortoniano alto e del Messiniano, nonché dalla Falda di Cariati a tetto dei sedimenti messiniani lungo la costa jonica fra Rossano e Stróngoli.

La particolarità di questo complesso di terreni sta nella messa in posto per trasporto in epoca nettamente postorogena, fra la fine del Tortoniano e quella del Messiniano, con senso probabile dal Golfo di Taranto verso la Calabria, e cioè con vergenza opposta a quella generale dei movimenti orogenici e postorogeni. Vi è qualche analogia col Complesso Antisicilide, anch'esso costituito da « argille scagliose » sicilidi messe in posto da un « antiricoprimento » di vergenza opposta a quella generale; si tratta però di strutture ubicate a livello del Miocene inferiore, al di sopra dell'alloctono flysch tardiorogeno ed al di sotto degli alloctoni e tardiorogeni Calcari a Briozoi del Complesso Postantisicilide, che del flysch tardiorogeno è semplicemente la continuazione al di sopra delle sopraggiunte « argille scagliose » antisicilidi. Tutto l'insieme verrà poi trasportato verso l'esterno in epoca alto-elveziana od infratortoniana, come risulta in Lucania ed in Sicilia mentre non può risultare in Calabria, dove le finestre più profonde sono costituite dagli alloctoni terreni panormidi.

Vi è qualche relazione anche con le postorogene falde di Metaponto e di Gela, nel senso che queste sono parimenti dovute a trasporti orogenici entro il Complesso Postorogeno e che tutti questi trasporti, quelli del Complesso Crotonide come quello delle falde di Metaponto e di Gela, sono in relazione con l'avanfossa postorogena di formazione complementare al sollevamento isostatico della catena ormai corrugata. Ma le falde di Metaponto e Gela sono messe in posto dalla catena corrugata verso l'avampaese in epoca suprapliocenico-calabriana, ossia con senso di trasporto ed età completamente diversi dal Complesso Crotonide.

Per quanto riguarda la letteratura antica, CORTESE (1895) vide nelle « argille variegate scagliose » della zona di Cirò e Cariati il suo Eocene medio continuo lungo la costa orientale calabrese da Stróngoli fino a Cropalati e Rossano, mentre attribuiva i calcari in esse contenuti ad una zona più elevata che chiamava Eocene superiore.

Un altro terreno che studi successivi riveleranno appartenere al Complesso Crotonide è il conglomerato caotico costituito da ciottoli di rocce cristalline che costituisce la Pietra dell'Avvoltoio fra Cariati, Scala Coeli e Mandatoriccio, che CORTESE attribuiva « assolutamente » all'Oligocene (= Miocene inferiore) in quanto poggiante sulle argille scagliose (fig. 196). Si vedrà più avanti che questi terreni costituiscono la Falda di Cariati.

FUCINI (1896) attribuiva parimenti le A. S. all'Eocene, e ricordava che fra Cropalati e Mandatoriccio questo « forma dei lembi disgiunti, sbucando fuori dal Miocene che vi predomina », ed in particolare menzionava i « calcari eocenici, dapprima alquanto ripiegati al Cozzo Impisi, dopo con stratificazione più regolare verso le R. Perainetto e Sferracavallo » tra Caloveto e Crosìa, nonché presso Contrada del Falco tra i torrenti Fiumarella ed

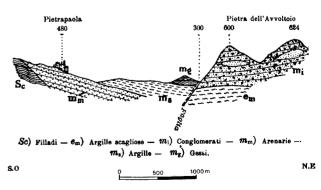



FIG. 196 - Struttura della zona di Pietra dell'Avvoltoio secondo CORTESE (1895).

— Tectonic structure in the Pietra dell'Avvoltoio area according to CORTESE (1895).

Acquanite, ed a Serra la Buona a N di Mandatoriccio, descrivendoli come calcari alberesi o nummulitici.

Le A. S. crotonidi nella letteratura

SIGNORINI (1942) riconobbe per primo l'alloctonia delle argille scagliose di Stróngoli-Cropalati-Rossano, messe in posto per colata o per frana, e previde che potessero esservi rappresentati Cretaceo, Eocene ed Oligocene per analogia con le argille scagliose tosco-emiliane, riconoscendone inoltre l'intercalazione anche entro i gessi della Serra di Mezzo, oltre che al di sotto della Serie Solfifera. Inoltre egli notò come elementi clastici provenienti dalle A. S. crotonidi abbondino nelle intercalazioni conglomeratiche della Serie Solfifera, mentre

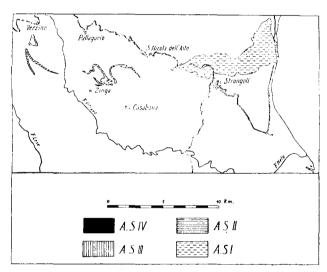



FIG. 197 - I quattro livelli del Complesso Crotonide al margine nord del Bacino Crotonese secondo OGNIBEN (1955).

— The four Crotonide Complex levels at the North margin of Crotone Basin according to OGNIBEN (1955).

mancano nei sottostanti sedimenti mesomiocenici e nei sovrastanti conglomerati pliocenici.

Da OGNIBEN (1955) vengono distinti al bordo settentrionali del Bacino Crotonese quattro livelli di intercalazione delle « argille scagliose » rispettivamente (fig. 197): al passaggio fra i sedimenti tortoniani e la Serie Solfifera (A. S. I); entro i Gessi messiniani (A. S. II); fra i Gessi ed i livelli basali della Formazione del Vìtravo (ossia fra la Formazione evaporitica inferiore e la Formazione detritico-salina di RODA, 1964) designato come A. S. III; infine in loc. le Canne a NE di Zinga entro la Formazione del Vìtravo (entro la Formazione detritico-salina di RODA, 1964) in commistione con materiali della Serie Solfifera (A. S. IV). Le potenze dei vari livelli vanno da pochi metri a 250 m e più per le A. S. I, affioranti per larghezze fino a 3000 m su una lunghezza in direzione di 10 km; ai 70 m di potenza per oltre 10 km in direzione delle A. S. II; alla diecina di m di potenza per poco più di 1 km in direzione per le A. S. III; infine a meno di una diecina di m di potenza per qualche centinaio di m in direzione per le A. S. IV. Le « argille scagliose » vengono descritte come tipiche « argille variegate » scagliettate per tettonizzazione, con microfaune cretaceo-eoceniche e talora tortoniane e messiniane in misura crescente dalle A. S. I alle A. S. IV, con strati e banchi di calcare marnoso grigio a vene spatiche spesso ridotti a spezzoni discontinuamente allineati od a blocchi isolati, così come di brecciole nummulitiche, di arenarie calcaree, di arenarie tipo *macigno*.

Il meccanismo di messa in posto viene ascritto a trasporti orogenici al limite coi trasporti sedimentari tipo frana, con progressiva commistione di materiali neoautoctoni e contemporanea riduzione di grandezza degli elementi alloctoni, e quindi con verosimili riprese successive degli stessi materiali già trasportati dalle A. S. I. alle A. S. IV. Viene riconosciuta la connessione delle A. S. del Bacino Crotonese con quelle di Cirò e di Cariati-Cropalati-Rossano descritte da CORTESE (1895). Infine le relazioni con i sedimenti messiniani, cui forniscono materiale detritico a differenza che a quelli tortoniani e pliocenici, la netta relazione con le faglie NW-SE prevalenti verso la costa, e la forma stessa dei depositi delle « argille scagliose », permettono di riconoscere la loro provenienza dalla zona del Golfo di Taranto. Il complesso viene designato come « Falde Crotonidi ».

SELLI (1958) segnala una « coltre di Argille scagliose di età messiniana » nella zona di Cropalati, rappresentata da « una formazione completamente caotica, vere Argille Scagliose, in prevalenza costituita da termini messiniani cui si aggiungono esotici e materiali vari più antichi », e menziona oltre alle A. S. « arrivate all'inizio del Messiniano » nella Calabria settentrionale, anche quelle contemporaneamente messe in posto nel Crotonese settentrionale e nella zona di Locri.

OGNIBEN (1962) descrive in dettaglio la zona tra Rossano ed il Trionto, dove un primo livello di A. S. si trova in sottosuolo quasi alla sommità delle argille marnose tortoniane, mentre affiora ad Est del Trionto nella valle del T. Acquanite a S di Calopezzati e vien designato come A. S. I per la sua corrispondenza e probabile continuità col-l'omonimo livello del Crotonese. Un secondo li-

vello vien descritto dalla riva sinistra del Trionto di loc. Vallone Frantati-Don Paolo, dove mostra circa 250 m di potenza, alla linea di cresta di Serra Ghiastre-Pietra Cavallara-Cozzo Pizzuto dove si riduce a 20-30 m, sovrapposto a livelli sempre più alti della Formazione dei Gessi e sottoposto alle Marne sabbiose di Valle, sedimento messiniano di ambiente marino normale che costituisce un orizzonte continuo da Contrada Valle a Serra Ghiastre a Serra Pietra Cavallara al versante E di Cozzo Pizzuto. Questo livello vien designato come A. S. II senza tuttavia ipotizzare una precisa correlazione con le A. S. II del Crotonese che sono intercalate entro ai Gessi, sia pure in un differente sviluppo della serie messiniana. Un terzo livello si trova fra le Marne sabbiose di Valle e le ancora messiniane Sabbie marnose di Garicchi, con potenze di 400-500 m sulla riva sinistra del Trionto, a partire dalla quale le A. S. si assottigliano progressivamente verso NW fino ad annullarsi in loc. Valle del Pozzo. Questo livello vien denominato A. S. III e la sua distinzione dalle A. S. II è possibile solo in base all'intercalazione delle Marne sabbiose di Valle, che però sembrano scomparire sulla riva destra del Trionto.

Le A. S. II e A. S. III vengono descritte come tipiche argille variegate con intercalati calcari di tipo alberese a vene spatiche, brecciole nummulitiche, arenarie a Lepidocicline, e con blocchi di arenarie di vario tipo, di calcari nummulitici o mesozoici, di gessi e calcari e tripoli della Serie Solfifera, di sedimenti tortoniani ed addirittura con isolati ciottoli dei conglomerati tortoniani basali.

La messa in posto di questi livelli appare in « concordanza tettonica » per le A. S. I, inserite quasi al passaggio fra marne argillose tortoniane e Tripoli della Serie Solfifera, mentre si ha notevole « discordanza tettonica » per le A. S. II sovrapposte sulle argille marnose tortoniane ad E del Trionto, sul Calcare di base presso il Trionto, e quindi sulla Formazione dei Gessi dapprima tettonicamente ridotta e poi sempre più completa verso N fino a Cozzo Pizzuto. Le A. S. III mostrano discordanza tettonica principalmente nel fatto che ad E del Trionto si confondono con le A. S. II cancellando le interposte Marne sabbiose di Valle.

L'epoca della messa in posto è messiniana, posteriore ai Gessi per le A. S. II, posteriore alle Sabbie marnose di Valle per le A. S. III. La direzione di provenienza del trasporto orogenico è da Est come dimostrano l'ubicazione dei blocchi e lembi messiniani nelle A. S., spostati verso W rispetto alle zone di erosione tettonica, e soprattutto la mancanza di elementi detritici provenienti dalle A. S. nei sedimenti tortoniani e pleistocenici di carattere arcosico legato alla provenienza detritica dal Cristallino della Sila, così come accade nel Crotonese. Vien confermata la definizione del Complesso Crotonide (Ogniben, 1955) come « insieme di unità di argille scagliose del Rossanese e del Crotonese, messe in posto dalla fine del Tortoniano al Messiniano piuttosto avanzato, con direzioni presumibili di trasporto all'incirca da E verso W, costituite da materiale alloctono del tipo delle argille variegate e rocce connesse e da materiale parautoctono in proporzione crescente nelle unità più elevate ».

Selli (1962 b) vede la « coltre rossanese » estendersi nelle zone di Rossano e di Lungro-Policastrello, costituita da argille variegate con molto frequenti frammenti di calcare tipo alberese e con inclusi di calcareniti, di arenarie verdastre, di brecciole nummulitiche, nonché frammenti fliscioidi vari. Essa ingloberebbe zolle di calcari titonici a Calpionelle (E di Policastrello), della Molassa a Clipeastri (Policastrello-Acquaformosa, Rossano-Caloveto), di marne tortoniane in queste stesse località, nonché del Tripoli, Calcare di base, Gessi, salgemma, marne ed arenarie messiniane a Lungro-Policastrello, a Fontana Tavolara (a 1200 m di quota sul versante S del M. Palanuda) e soprattutto nella zona di Rossano. Nel Crotonese ed a Lungro-Policastrello la coltre rossanese sarebbe messa in posto all'incirca al limite Tortoniano-Messiniano, mentre a Rossano-Cropalati poggerebbe sia sulla Molassa a Clipeastri che su terreni messiniani, ed a Fontana Tavolara su calcari triassici. Le A. S. II, A. S. III ed A. S. IV del Crotonese sarebbero probabilmente dovute a locali franamenti sottomarini verificatisi al fronte della coltre vera e propria. La provenienza può essere supposta dall'Jonio, mentre « molto più difficile invece è pensare ad una provenienza tirrenica ».

Magri, Sidoti & Spada (1963-64) rilevano a N di Cropalati e di Caloveto una massa di argille scagliose con frequenti inclusi di calcare tipo alberese e meno frequenti di brecciole a macroforaminiferi, di arenarie tipo macigno, di arenarie molassiche, di arenarie calcaree e di calcari arenacei tipo pietraforte, nonché esotici cristallini ad E di Serra Pietra Cavallara. La formazione poggia sulle argille gessifere e salifere del Miocene superiore, ed a N di Caloveto anche sulle argille tortoniane e sulle arenarie a Clypeastri. La messa in posto sarebbe avvenuta in ambiente lagunare sulle argille gessifere e salifere, in ambiente subaereo

sulle argille tortoniane e sulle arenarie a clipeastri. Lembi di gesso e di argille gessose affiorano dalle argille scagliose « in qualche caso per evidenti fenomeni di diapirismo ». « Non è improbabile che le Argille Scagliose abbiano avuto prevalentemente origine da un flysch argilloso-calcareo, facies eteropica di mare più profondo del flysch della regione » ossia del complesso eocenico del Rossanese. Sopra di esse si è avuta l'ingressione marina con sedimentazione delle molasse ed argille sabbiose assegnate al Messiniano senza esclusione del Pliocene. La probabile provenienza delle Argille Scagliose sarebbe dalla zona del golfo di Taranto, data l'assenza di loro elementi litoidi nei sedimenti miocenici della regione.

RODA (1964 a) ricorda brevemente le A. S. del Complesso Crotonide nel Crotonese, precisandone i livelli d'inserimento nella successione postorogena: A. S. I fra le argille azzurre tortoniane (Formazione del Ponda) ed il Tripoli, A. S. II ed A. S. III alla sommità della Formazione evaporitica inferiore, A. S. IV entro la Formazione detritico-salina.

PANIZZA (1966 b) ricorda per il Rossanese le A. S. I inserite nelle argille marnose tortoniane e le A. S. II e A. S. III intercalate nei terreni messiniani.

Un contributo essenziale anche se indiretto alla risoluzione dei problemi del Complesso Crotonide vien dato da ROMEO (1967) con lo studio stratigrafico del Messiniano del Rossanese che riprende quello geologico di OGNIBEN (1962). In esso al di sopra dei depositi evaporitici vien definita una « zona a *Globigerina dutertrei* e *Globigerina helicina* » di ambiente marino normale nei sedimenti messiniani delle sezioni di Contrada Valle, Contrada Garicchi e Palopoli, rendendo così possibili sicure determinazioni di età nella zona della Falda di Cariati dove questa zona è largamente diffusa come livello sommitale del substrato autoctono, come risulta da RODA (1967 a).

La Falda di Cariati nella letteratura

COTECCHIA (1963) riconosce per primo l'esistenza di una particolare successione nella zona di Cariati, la « serie miocenica di Terravecchia-S. Morello-Cariati » distinta dalla successione miocenica normale o « serie miocenica di Scala Coeli-Pietrapaola-T. Acquanite », giungendo alla conclusione che si tratta di un autoctono « bacino sedimentario sviluppatosi nel Miocene inferiore e che per buona parte del Miocene ha avuto uno sviluppo sotto molti aspetti particolare ». Esso comincerebbe con le « marne argillose brune con arenarie grigie e biancastre » sviluppate dalla loc. il Pietraio alla loc. Falsinette a N di Scala Coeli con caratteri di « formazione risedimentata » (= flysch), prive di microfaune databili ed attribuite al Miocene inferiore in base al passaggio verso l'alto ad argille marnose grigio-azzurre con microfaune elveziane (queste in realtà corrispondenti alla Formazione di Garicchi sec. RODA, 1967). Esse affiorano con oltre 400 m di potenza al nucleo di un'anticlinale della formazione delle « arenarie conglomeratiche », che alla Pietra dell'Avvoltoio furono ritenute oligoceniche da CORTESE (1895) e che da COTECCHIA vengono ascritte all'Elveziano medio-inferiore per ragioni di posizione.

Sia su queste « arenarie conglomeratiche della serie anomala » comprese fra Terravecchia e S. Morello, che sulle « arenarie a Clipeastri della serie normale » nelle altre località, « affiorano dovunque argille marnose elveziano-tortoniane. Su queste posano gessi nella serie normale e conglomerati regressivi nella serie anomala » (in realtà sec. RODA, 1967 a, i conglomerati della « serie anomala » di COTECCHIA riposano tettonicamente sulle messiniane Sabbie marnose di Garicchi). Al di sopra seguirebbero sui gessi dapprima argille scagliose varicolori attribuite a trasporto orogenico dalla zona del Golfo di Taranto d'accordo con i precedenti autori, e poi « argille marnose e siltose con straterelli di arenarie » e con microfaune di ambiente marino normale ritenute a carattere tortoniano ma attribuite per ragioni di posizione al Miocene superiore.

Nella « serie anomala » di Terravecchia-S. Morello-Cariati sui conglomerati si avrebbero ancora arenarie ed alternanze di arenarie ed argille sabbiose (« Formazione argilloso-conglomeratica di Terravecchia-Cariati ») ed infine si passerebbe alle stesse « argille marnose e siltose con straterelli di arenarie » della « serie normale » (sec. RODA, 1967 a, in realtà i conglomerati e le arenarie della cosiddetta « serie anomala » insieme con la formazione fliscioide delle « marne brune con arenarie grigie e biancastre » costituiscono la crotonide Falda di Cariati che poggia tettonicamente sulle messiniane Sabbie marnose di Garicchi in gran parte corrispondenti alle « argille marnose e siltose con straterelli di arenarie »).

Infine COTECCHIA (1963) collega le argille scagliose messe in posto nel Messiniano nella zona Mandatoriccio-Rossano, quelle messe in posto fra Tortoniano e Messiniano nel Crotonese, e quelle

messe in posto nel Miocene inferiore nella zona di Stilo (= Complesso Antisicilide di questo lavoro) in un possibile quadro continuo nel Miocene di fenomeni di sollevamento ad E della costa jonica procedenti nel tempo da S verso N e tali da dar origine a trasporti gravitativi di sedimenti cretaceo-eocenici verso W. Per quanto riguarda la tettonica, la « serie anomala » sarebbe separata dalla « serie normale » affiorante verso SW « da una faglia subverticale a notevole rigetto » estesa dal T. dell'Arso al F. Nicà (fig. 198).

Bonfiglio (1964 a; 1964 b) riconosce per prima l'alloctonia della Falda di Cariati, sia pure attraverso pesanti sviste sia di rilevamento geologico (faglia di Scala Coeli !), che di attribuzione cronologica delle microfaune e di determinazione del significato paleotettonistico delle formazioni osservate. Il complesso alloctono sarebbe originariamente costituito da una successione dal basso di una « formazione argillo-marnoso-arenacea » che viene attribuita all'Oligocene in base ad un elenco di foraminiferi con *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia mayeri* e *Spiroplectammina carinata*, quindi da un « flysch argillo-arenaceo » ancora con *Globigerinoides trilobus*, ed infine da « conglomerati in facies di flysch » sempre con *G. trilobus* e *Globorotalia mayeri*. Il « flysch argillo-arenaceo » ed i « conglomerati in facies di flysch » corrispondono in massima parte alle « arenarie conglomeratiche » ed alla « formazione argilloso-arenaceo-conglome-

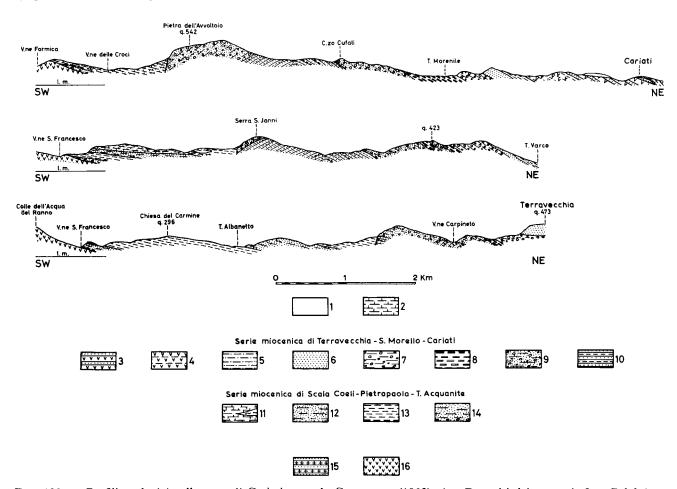



Fig. 198 — Profili geologici nella zona di Cariati secondo Cotecchia (1963). 1 - Depositi dei terrazzi; 2 - *Calabriano*, argille e sabbie; 3 - *Messiniano*, argille marnose e siltose con straterelli di arenarie; *Messiniano*, *Formazione argilloso-arenaceo-conglomeratica di Terravecchia-Cariati:* 4 - argille marnose e siltose; 5 - alternanza di arenarie ed argille; 6 - arenarie giallastre; 7 - conglomerati rossastri; 8 - *Elveziano-Tortoniano*, argille marnose; 9 - *Elveziano*, arenarie conglomeratiche; 10 - *Miocene inferiore*, marne argillose brune con arenarie; 11 - *Tortoniano*, marne fogliettate con lenti di argille scagliose; 12 - *Tortoniano*, arenarie grigio-giallastre; 13 - *Elveziano*, argille marnose; 14 - *Elveziano*, arenarie a clipeastri e conglomerati basali; 15 - *Eocene* in faces di flysch; 16 - *Cristallino* di base.

— Geological profiles in the Cariati area according to Cotecchia (1963). 1 - Terraced deposits; 2 - *Calabrian*, shales and sands; 3 - *Messinian*, marly-silty shales with thin sandstone beds; *Messinian*, *Terravecchia shaly-sandy-conglomeratic formation:* 4 - marly-silty shales; 5 - sandstone-shales alternation; 6 - yellow sandstones; 7 - reddish conglomerates; 8 - *Helvetian-Tortonian*, marly shales; 9 - *Helvetian*, conglomeratic sandstones; 10 - *Lower Miocene*, brown clayey marls with sandstones; 11 - *Tortonian*, laminated marls with « argille scagliose » lenses; 12 - *Tortonian*, grey-yellow sandstones; 13 - *Helvetiam*, marly shales; 14 - *Helvetian*, *Clypeaster* sandstones and basal conglomerates; 15 - *Eocene* with flysch facies; 16 - *Crystalline* basement.

ratica » di COTECCHIA (1963), tranne che per la zona di Timpa del Vituso dove il « flysch argillo-arenaceo » viene invece a corrispondere alle « marne argillose brune » fliscioidi inframioceniche di COTECCHIA. Infine la « formazione argillo-marnoso-arenacea » corrisponde un po' a tutte queste formazioni, ma soprattutto alle autoctone messiniane « Sabbie marnose di Garicchi » di RODA (1967). BONFIGLIO (1964 b) ricorda il caratteristico colore rosso dei suoi « conglomerati in facies di flysch », soprattutto nelle zone ricche di intercalazioni argillose. Fra Terravecchia e Cariati si passerebbe al « flysch argillo-arenaceo » progressivamente più argilloso verso Cariati, mentre a Timpa del Vituso (in corrispondenza delle marne fliscioidi inframioceniche di COTECCHIA, 1963) si passerebbe da zone prevalentemente argillose verso il basso a zone più arenacee verso l'alto.

Fra le prove dell'alloctonia della Falda di Cariati addotte da BONFIGLIO (1964 b) possono essere accettate la diversità di « stile tettonico » (= tettonizzazione) nei confronti delle formazioni autoctone, ma soprattutto la « mancanza di formazioni dello stesso tipo nelle zone contermini », ossia l'accostamento di successioni coeve e differenti in un modo che « dovrebbe far pensare ad un bacino di sedimentazione ristretto », ossia ad un rapidissimo passaggio laterale di facies, che era il deus ex machina immancabilmente adottato dai vecchi autoctonisti e di cui BONFIGLIO giustamente intuisce l'improbabilità. Non reggono invece le altre prove di alloctonia quali il rovesciamento della serie sedimentaria fantasiosamente riconosciuto, la sovrapposizione di terreni oligocenici su terreni miocenici, la presenza di elementi detritici assenti nel sia pur pochissimo conosciuto « massiccio silano », il carattere di geosinclinale della successione alloctona, il « tipico aspetto delle pareti rocciose conglomeratiche ».

FIG. 199 — Profili geologici nella zona di Cariati secondo BONFIGLIO (1964 b).
— Geological profiles in the Cariati area according to BONFIGLIO (1964 b).

Secondo BONFIGLIO (1964 a; 1964 b) la Falda di Cariati è messa in posto al limite Miocene medio-Miocene superiore, sia nella zona di Cariati che in quella di Crùcoli dove è altrettanto estesa (fig. 199). La successione originaria vien ritenuta costituita dal basso da argille pelagiche, flysch argilloso-arenaceo, conglomerati in facies di flysch, e purtroppo

attribuita a sedimentazione di geosinclinale, e purtroppo tale sedimentazione vien ubicata « in un bacino localizzato a NE della zona apulo-garganica e successivo alla surrezione della catena pelagoniana », i cui sedimenti « ripresi nella cordigliera pindica emersa avrebbero potuto dar luogo nell'Oligocene alla sedimentazione della nostra coltre, la quale attraverso l'evoluzione del solco jonico, avrebbe potuto superare l'avampaese apulo-garganico ». Non occorrono commenti.

Il Complesso Crotonide nella letteratura recente

Il quadro del Complesso Crotonide fatto da Roda (1967 a) rimane a tutt'oggi il più completo e provvisoriamente definitivo (fig. 200). Vien precisata la posizione dei vari livelli di A. S. come segue: nel Rossanese son conosciuti un primo livello intercalato nei sedimenti di età tortoniana in sottosuolo (A. S. I in Ogniben, 1962) e due livelli a W del Trionto (A. S. II e A. S. III in Ogniben, 1962) che ad E del Trionto si fondono in uno solo spingendosi verso SE fino alla valle del T. Arso. Essi poggiano verso NW sui sedimenti evaporitici messiniani, mentre verso SE arrivano per erosione tettonica a poggiare sulle argille marnose tortoniane, venendo poi sempre ricoperti dalle messiniane Sabbie marnose di Garicchi, successive alle evaporiti. Lo stesso livello continua con gli affioramenti di loc. Lanzerìa e di loc. Acqua del Lavandara interposto fra Formazione Tripolacea e Sabbie marnose di Garicchi, e con quello a N della Serra di Scannole interposto fra le tortoniane Sabbie

Fig. 200 — Carta geologica della zona di Cariati da Roda (1967 a).
— Geological map of Cariati area from Roda (1967 a).

Giallastre e le messiniane Sabbie marnose di Garicchi. Ancora verso SE due altri affioramenti, immediatamente a NW di Crùcoli ed a NW di Cirò, emergono dalle Sabbie marnose di Garicchi al di sotto della Falda di Cariati senza che sia visibile la base né dell'uno né dell'altro, e potrebbero appartenere allo stesso livello sopra considerato oppure ad un più elevato livello intercalato nelle Sabbie marnose di Garicchi. Infine ancora più verso S si hanno i quattro livelli di A. S. del margine N del Bacino Crotonese già riconosciuti da OGNIBEN (1955), con le A. S. I fra argille marnose tortoniane e Tripoli, le A. S. II, A. S. III ed A. S. IV entro le formazioni evaporitiche messiniane (e non al di sopra di esse come le A. S. affioranti a giorno da Cropalati a Cirò).

Al di sopra delle Sabbie marnose di Garicchi e ricoperta da sabbie ed argille marnose suprapliioceniche (a Cirò) si osserva la Falda di Cariati, essenzialmente divisa nei tre maggiori lembi di S. Morello, Terravecchia-Cariati, Crùcoli, la cui messa in posto viene suggerita da RODA come contemporanea della fase plicativa fra il Pliocene inferiore ed il medio. La struttura tettonica dei lembi alloctoni, ad anticlinale diretta NS e fortemente vergente a W, indica un trasporto da E verso W. La successione della falda comprende in basso una potente « formazione fliscioide » prevalentemente argillosa con strati di arenaria fra 0,05 a 1 m, con scarse microfaune che non permettono una esatta datazione ma comunque non più antiche dell'Eocene per la presenza di nummuliti rimaneggiate. Al di sopra seguono una fascia di depositi rossi eluviali e poi conglomerati grossolani in banchi potenti alcuni metri, che passano verso l'alto ad arenarie grossolane e siltiti od argille siltose; nell'insieme questa formazione è simile alla Molassa a Clipeastri di cui potrebbe costituire l'originaria continuazione verso E. Nel complesso la massa alloctona dovette misurare almeno 20 km in direzione e 7 km in larghezza, con 500 m di potenza (fig. 201).

FIG. 201 — Profili geologici nella zona di Scala Coeli secondo DI GRANDE (1968); (v. Fig. 142). 1 - Alluvioni recenti; 2 - alluvioni terrazzate; *Falda di Cariati:* 3 - Alternanza argilloso-arenacea; 4 - Formazione arenaceo-conglomeratica; 5 - Formazione fliscioide; *Messiniano:* 6 - Sabbie marnose di Garicchi; 7 - Argille scagliose del Complesso Crotonide; 8 - Formazione Tripolacea; *Tortoniano:* 9 - Sabbie giallastre; 10 - Argille marnose; 11 - Formazione arenaceo-conglomeratica; 12 - *Cristallino.*

— Geological profiles in the Scala Coeli area according to DI GRANDE (1968); (see Fig. 142). 1 - Recent alluvium; 2 - Terraced alluvium; *Cariati Nappe:* 3 - Shaly-sandy alternation; 4 - Sandy-conglomeratic formation; 5 - Flysch formation; *Messinian:* 6 - Garicchi marly sands; 7 - « Argille scagliose » belonging to Crotonide Complex; 8 - Tripolaceous formation; *Tortonian:* 9 - Yellow sands; 10 - marly shales; 11 - Arenaceous-conglomeratic formation; 12 - *Crystalline* terrains.

Ogniben (1969) identifica nelle A. S. del Complesso Crotonide originari « terreni sicilidi probabilmente trasportati in precedenza da Ovest verso l'area dell'attuale golfo di Taranto » e ripresi in epoca messiniana da un trasporto in senso inverso, ossia da E verso W. Per quanto riguarda la presenza della « coltre rossanese » a Spezzano Albanese e nella zona Lungro-Policastrello (Selli, 1962 b), secondo Ogniben (1969) « osservazioni dirette non hanno potuto riscontrarla » ma hanno invece riconosciuto il Complesso Liguride con i Calcari a Calpionelle, le ofioliti e gli argilloscisti della Formazione del Frido, con appoggio sul Complesso Panormide e con sovrapposti klippen cristallini del Complesso Calabride.

Ogniben (1971) riassume la nozione della fase tettonica relativa al Complesso Crotonide come fase traslativa tardiva rispetto all'epoca parossismale del corrugamento, e perciò postorogena, « che lungo un intervallo esteso dal principio alla fine del Messiniano provoca lungo la costa jonica del Crotonese e del Rossanese i ricoprimenti del Complesso Crotonide », « provenienti dal Golfo di Taranto, ossia da Est, ed inseriti al limite Messiniano-Tortoniano ed a vari livelli del Messiniano ». Si tratta « di una postuma ripresa traslativa di materiali del Complesso Sicilide, che avrebbero originariamente costituito il prolungamento verso NE degli omonimi ricoprimenti siciliani al di sotto delle falde cristalline del Complesso Calabride, e che sarebbero successivamente stati riversati verso W, ossia all'indietro, dal migrare del corrugamento », ossia dalla formazione dell'avanfossa postorogena, beninteso assieme con i materiali parautoctoni sedimentatisi sulle falde sicilidi prima della loro ripresa nel Complesso Crotonide.

Da ultimo arriva Burton (1971) il quale ricorda semplicemente che entro il Miocene superiore si hanno intercalazioni di argille varicolori caotiche nei fogli Rossano e Cirò e nelle aree contigue dei fogli S. Giovanni in Fiore e Crotone, nonché nel foglio Locri. Inoltre in un'area del foglio Rossano le « argille tortoniane grigie sembra facciano passaggio verso l'alto ad una potente serie di sedimenti, che comprendono sabbie ed argille di tipo fliscioide, conglomerati e sabbie. Gli strati più bassi della serie contengono esemplari di *Nummulites* e di *Discocyclina*, probabilmente rimaneggiati. Questi sedimenti appartengono ad una zona strutturalmente complessa, che è stata chiamata la struttura di Cariati » (e cioè si tratta della Falda di Cariati).

Il Complesso Crotonide nella Carta al 25.000: zona Rossano-Stróngoli

A partire dalla tavoletta Calopezzati verso NW, ai piedi del versante jonico della Sila son cartografate « argille policrome di aspetto caotico, con blocchi, strati ed olistoliti di vari tipi litologici: olistoliti di calcare marino, di età indeterminabile, con frammenti di macrofossili; olistoliti di calcare marnoso bruno chiaro. Localmente si hanno, nelle argille, intercalazioni e/o blocchi di gesso, marne fogliettate tripolacee e strati arenacei simili a quelli del Messiniano terminale. Le argille contengono sporadicamente microfaune variabili con foraminiferi agglutinanti e specie planctoniche ». Per quanto riguarda la sponda occidentale del Trionto, la carta offre meno dati di quella di Ogniben (1962) poiché non registra l'intercalazione delle Marne sabbiose di Valle (il toponimo Contrada Valle della carta topografica al 10.000 è sostituito da quello di Piana dei Pisciatari) ed anche nella delimitazione delle A. S. verso il letto e verso il tetto si osservano discrepanze. Ad Est del Trionto continua un'unica massa di A. S. da loc. Sferra Cavallo a Cozzo d'Impisi presso il Trionto, dove poggia sui Gessi o sulle argille gessifere messiniane (qui non distinte dalle argille tortoniane), e poi a loc. Catinelle e loc. Mazzica dove poggia sul calcare evaporitico messiniano, quindi a Serra di Lido e alla Fiumara Acquanite dove poggia nuovamente sui gessi. Si sa tuttavia che anche ad Est del Trionto continuano per breve tratto le Marne sabbiose di Valle (v. fig. 1 in Romeo, 1967, qui riprodotta come fig. 138) prima che le A. S. II e A. S. III di Ogniben (1962) si riuniscano nell'unica massa che da Serra Furno prosegue verso E.

Nella tavoletta S. Cataldo, attigua alla precedente verso E, a Torre del Giardino sul T. Arso appare un « conglomerato da massiccio a ben stratificato, spesso rossastro, con intercalazioni di arenarie grossolane », che altro non è se non la base dell'alloctona Formazione Conglomeratico-Arenacea della Falda di Cariati (Roda, 1967 a), probabilissimo equivalente laterale della Molassa a Clipeastri. Le « argille policrome di aspetto caotico » affiorano ancora nell'angolo SW del foglio.

Nella tavoletta Cariati, attigua a S della precedente, continuano nell'angolo NW le « argille policrome di aspetto caotico » a Serra di Bona ed a Cozzo della Battaglia, poggianti per erosione tettonica sulle argille tortoniane anziché sulle evaporiti come si era visto più verso NW, e contenenti grossi esotici di calcare grigio bruno e di arenaria

ad echinidi. Un altro sottile livello di « argille policrome » è cartografato in loc. Acqua del Lavandara a N di Scala Coeli, mentre mancano quello di loc. Lanzerìa e quello a N di Serra di Scannole segnalati da Roda (1967 a).

Infine nella zona T. Arso-S. Morello-Pietra dell'Avvoltoio-Serro S. Ianni-Timpa Guardarotti-Vallone di Carpineto-Cozzo Cùfali-Cozzo dei Monaci si ha il grande lembo di S. Morello della Falda di Cariati, qui cartografato dalla Cantoniera S. Ianni a loc. Falsinette con una zona mediana di « argille marnose, argille siltose e silts in alternanza con arenarie, con associazioni di foraminiferi prevalentemente rimaneggiate per lo più di età eocenica »; questa zona mediana corrisponde alla « formazione fliscioide » del nucleo anticlinalico del lembo alloctono sec. Roda (1967 a). Di fianco si hanno dal T. Arso a S. Morello a Pietra dell'Avvoltoio, e rispettivamente da Cozzo Cùfali a Timpa Guardarotti, i due fianchi anticlinalici del lembo alloctono costituiti dalla Formazione Conglomeratico-Arenacea sec. Roda (1967 a), qui cartografati come « conglomerato da massiccio a ben stratificato » nelle zone basali, come « argille marnose con sottili intercalazioni arenacee gradate » (alla stessa stregua delle argille tortoniane autoctone) e come « conglomerati ed arenarie ben stratificati » nella parte principale della formazione.

Da Vallone Furgero a Lorella a S. Angelo alla valle del F. Nicà corre una striscia di « argille marnose, argille siltose e silts in alternanza con arenarie, a foraminiferi rimaneggiati di età eocenica », che questa volta non corrispondono più alla « formazione fliscioide » alloctona dell'anticlinale mediana del lembo di S. Morello, ma alle messiniane « Sabbie marnose di Garicchi » del substrato autoctono sec. Roda (1967 a), che separano questo lembo dall'altro grande lembo alloctono di Terravecchia-Cariati. Questo è dato sec. Roda dalla sola « Formazione Conglomeratico-Arenacea », che qui è cartografata come « conglomerato da massiccio a ben stratificato » basale, come « arenarie tenere brunastre », come « argille marnose, argille siltose e silts in alternanza con arenarie a foraminiferi eocenici rimaneggiati » da loc. Palumbo a Terravecchia a Cariati, mentre nella zona C. Varco-C. Brunelli-T. Morenile le « argille marnose con sottili intercalazioni arenacee gradate » corrispondono alle Sabbie marnose di Garicchi del substrato autoctono.

Il « conglomerato da massiccio a ben stratificato » non costituisce solo la base della alloctona « Formazione Conglomeratico-Arenacea » ma anche quello della autoctona « Formazione Arenaceo-Conglomeratica » di Roda (1967 a), ossia della Molassa a Clipeastri autoctona che si stende sul Cristallino a S di Scala Coeli. Le « arenarie tenere brunastre » non costituiscono solo parte della « Formazione Conglomeratico-Arenacea » alloctona sec. Roda (1967 a) da Terravecchia a M. Palumbo, ma anche le « Sabbie Giallastre » autoctone del Tortoniano alto sec. Roda, estese da loc. Pompei e Scala Coeli a Serra di Scannole a Timpa del Bosco a loc. Serricelli.

Nella tavoletta Crùcoli, attigua alla precedente verso E, terminano a NW del Fiume Nicà i lembi alloctoni di S. Morello (in loc. Terrati) e di Terravecchia-Cariati (da Cozzo Tiffarella a Timparella del Salice a Destra della Guida a Destra della Corta a Sopra i Timpe) con alla base « conglomerati con occasionali intercalazioni arenacee », poi « arenarie brunastre con intercalazioni conglomeratiche » ed infine « argille siltose e silts da grigio-chiari a giallo-brunastri », nel quale ultimo terreno oltre all'alloctono della Torre di Piscitello vien compreso anche il substrato autoctono costituito dalle « Sabbie marnose di Garicchi » delle Manche di Cimalia a N del F. Nicà, di Serra Cavallo, di Colle Badèa ecc. a S del F. Nicà.

A S del F. Nicà si stende il terzo grande lembo della Falda di Cariati, ossia il lembo di Crùcoli, qui cartografato in massima parte come « arenarie brunastre cementate e ben consolidate » ed in parte come « arenarie brunastre con intercalazioni conglomeratiche », dall'Acqua della Fica a Crùcoli a Serra dei Lupi e dalla Timpa del Ranzo a Sciolte Petrosino a Chiusella. Dal substrato delle « argille siltose e silts » (= Sabbie marnose di Garicchi) affiora anche una sottile striscia di « argille policrome » a NW di Crùcoli.

Nella tavoletta Cirò che segue verso S sono cartografati quattro affioramenti di « argille policrome », rispettivamente a NW (C. Coppa) ed appena a W di Cirò, segnalato questo anche da Roda (1967 a) che nota come la base di esso non sia visibile, quindi in località Colluraro a S-SE di Cirò, forse in prosecuzione del precedente, ed infine nello stesso livello in loc. S. Menno a SE di Cirò. Il lembo di Crùcoli della Falda di Cariati continua in questa tavoletta dalla Serra Acqua dei Lupi a M. Caciocavallo a C. Coppa, cartografato essenzialmente come « arenarie brunastre con occasionali sottili intercalazioni argillose » (= Formazione Conglomeratico-Arenacea di Roda, 1967 a), alla stessa stregua dell'affioramento M. Lelo-Punta Vecchia-Serra di Cardacchio che invece corrisponde all'autoctona Molassa di Palopoli secondo Roda (1967 a), del Messiniano terminale.

Un quarto minore lembo della Falda di Cariati si stende da Cirò verso SE a Cozzo della Pigna immergendosi sotto la copertura pliopleistocenica verso NNE, ed è cartografato come « arenarie brunastre con intercalazioni di argille siltose e silts » (= Formazione Conglomeratico-Arenacea di Roda, 1967 a), alla stessa stregua degli estesi affioramenti di Serra del Trono-Femmina Morta-Valle S. Francesco-T. Scalone che invece per Roda (1967 a) corrispondono all'autoctona alto-tortoniana formazione delle Sabbie Giallastre, così come vi corrispondono anche le « argille siltose e silts da grigio-chiari a giallo brunastri con numerose e sottili intercalazioni arenacee (flysch) » di M. Anastasia sul T. Lipuda.

Nella tavoletta Cirò Marina, attigua verso E alla precedente, si ha la terminazione orientale del lembo alloctono di Cozzo della Pigna, cartografato come « arenarie brunastre con intercalazioni di argille siltose e silts », fino a loc. Puzzacchia, e forse anche come « argille siltose e silts da grigio-chiari a giallo-brunastri ». In questa stessa località continua anche il lembo di « argille policrome » di loc. S. Menno, in posizione incerta ma probabilmente alla base delle arenarie alloctone della Falda di Cariati. In posizione altrettanto incerta è un altro affioramento di « argille policrome » in loc. Muzzunetti e loc. Fego a S del T. Lipuda, cartografato entro le « argille marnose grigio-chiare » che potrebbero essere tanto le argille marnose tortoniane che le Sabbie marnose di Garicchi messiniane. Questo affioramento si immerge sotto la piana costiera del T. Lipuda, continuando fin entro la tavoletta Torre Melissa che segue verso Sud. In questa le « argille policrome » riemergono dalla stessa piana costiera in loc. Camosci-Torre Melissa, costituendo le A. S. I di Ogniben (1955) al limite Tortoniano-Messiniano. Pertanto il lembo di loc. Muzzunetti-loc. Fego può forse appartenere a questo livello di A. S., mentre tutti gli altri affioramenti di A. S. verso NW fino a Rossano sembrano appartenenre piuttosto al livello di messa in posto sopra le evaporiti messiniane e sotto il « complesso messiniano terrigeno di sedimentazione marina normale » sec. Roda (1967 a), oppure alla base della Falda di Cariati.

Oltre alle « argille policrome », con un esotico di « arenaria tenera e grossolana » in loc. Pod. Perticaro, nella tavoletta Torre Melissa sono cartografate entro le A. S. I anche « arenarie brunastre, spesso a stratificazione incrociata, con frequenti vene di calcite » a Punta Spineta e alla Casetta di Stavuso e « silts grigi ed argille siltose, con frequenti intercalazioni di arenarie a stratificazione incrociata (facies di flysch) » da loc. Mortilla alla Casetta di Stavuso, e rientrano evidentemente negli inclusi ad intercalazione più o meno continua di arenarie tipo pietraforte e tipo macigno segnalati in Ogniben (1955), e potrebbero almeno per le seconde corrispondere alla « Formazione Fliscioide » della Falda di Cariati.

Le A. S. I (Ogniben, 1955) continuano verso W nella tavoletta Stróngoli attraverso i monti S. Basilio, Serra del Petraro, Costa Vilardo, Serra Melissa e Cozzo Granatello per chiudersi poco prima di S. Domenica. Anche in questa tavoletta sono cartograficamente distinti entro le A. S. interessanti lembi di calcari a fucoidi e di brecciole fossilifere di verosimile provenienza sicilide (Membro S. Arcangelo, Ogniben, 1969), ed ancor più interessanti lembi di « silts grigie ed argille siltose, con frequenti intercalazioni di arenarie con vene di calcite, a stratificazione incrociata (facies di flysch) » che a parte la incongruente stratificazione incrociata dovrebbero corrispondere alla « Formazione Fliscioide » della Falda di Cariati (e quindi al sicilide Flysch di Gorgoglione, v. avanti); nonché lembi di « arenarie brunastre con occasionali intercalazioni ghiaiose e conglomeratiche » probabilmente corrispondenti alla Formazione Conglomeratico-Arenacea della Falda di Cariati (e quindi alla Molassa a Clipeastri).

Nella stessa tavoletta a partire da loc. Bosco verso W sono cartografate come « argille policrome prevalentemente rosse e verdi, con disseminati frammenti di rocce calcaree ed arenacee » le A. S. II di Ogniben (1955), che verso W passano nella tavoletta Verzino. In questa esse sono rappresentate in modo abbastanza simile a quello di Ogniben (1955) fino a Serra di Mezzo ed a Serra la Gradìa, mentre in tutto il costone che segue verso W (Serra della Motta, Serra Corno) sono passate quasi completamente fuori osservazione (contrariamente a Ogniben, 1955) a favore di « argille marnose e silts grigio-chiare con intercalazioni di calcare marnoso e gesso » che in Ogniben (1955) sono cartografate come parte della formazione dei Gessi.

In loc. la Lupinata - loc. le Canne sono cartografate le stesse « argille variegate con olistoliti e frammenti angolari di vari tipi di rocce sedimentarie » al passaggio fra i gessi e le argille siltose sottostanti alla Molassa di Zinga, e perciò non certamente del « Pliocene medio-Calabriano », ma ancora del Messiniano o del Pliocene inferiore. Si tratta in questo caso delle A. S. III e forse anche delle A. S. IV di Ogniben, 1955.

Il Complesso Crotonide nella Carta al 25.000: zona di Benestare

Non si ritrovano più cartografati livelli attribuibili al Complesso Crotonide entro tutto il Complesso Postorogeno prospiciente la costa jonica a Sud del margine settentrionale del Bacino Crotonese, tranne che nella tavoletta Ardore e precisamente a Benestare, ossia quasi all'estremità SW del bacino della costa jonica della Serra S. Bruno. Risultano qui estesamente cartografate le A. S. del Complesso Antisicilide in una larga fascia diretta

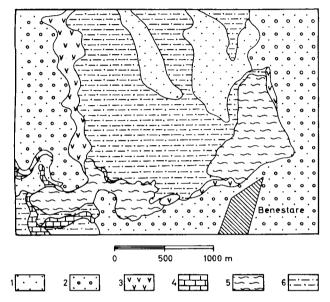



FIG. 202 - Affioramenti delle A.S. del Complesso Crotonide a Benestare, dalla Carta Geologica della Calabria al 25.000. 1 - Detrito di falda; 2 - Conglomerato basale e marne bianche a foraminiferi del Pliocene inferiore; 3 - Gessi del Messiniano; 4 - Calcare evaporitico del Messiniano; 5 - Argille scagliose crotonidi; 6 - Tortoniano: Molassa a Clipeastri ed argille sabbiose.

— « Argille Scagliose » of the Crotonide Complex outcropping at Benestare according to 1:25.000 Calabria Geological Map. 1 - Detrital cover; 2 - Lower Pliocene basal conglomerate and white foraminiferal marls; 3 - Messinian gypsum; 4 - Messinian evaporite limestone; 5 - Crotonide « Argille Scagliose »; 6 - Tortonian *Clypeaster* Molasse and sandy shales.

NE-SW sotto Ciminà e Cirella, fino a M. S. Ignazio-Molino di Tavali-Lauro-Natile Nuovo. Al di sopra poggiano i conglomerati e le arenarie della Molassa a Clipeastri, le argille a *Globorotalia menardii*, il calcare evaporitico ed i gessi messiniani con uniforme direzione NE-SW, ed infine i conglomerati basali ed i Trubi del Pliocene inferiore. A N di Benestare nelle loc. Agliocana e Stano affiorano per oltre 1 km in direzione e oltre 600 m in larghezza (fig. 202) « argille policrome, spesso di aspetto caotico, con caratteristiche analoghe a quelle riscontrabili nell'unità sottostante alla Molassa a Clipeastri », poggianti sulle argille sabbiose tortoniane e ricoperte dai gessi messiniani e dai conglomerati infrapliocenici. A W di Benestare le « argille policrome » affiorano di nuovo per 1300 m in direzione ed oltre 350 m in larghezza in loc. Amusa, poggiando sulle argille marnose tortoniane e sul calcare evaporitico messiniano e rimanendo ricoperte probabilmente anche qui dai gessi messiniani e dai conglomerati infrapliocenici, sebbene l'espressione cartografica di questa copertura sia meno chiara che per il lembo precedente. Si tratta pertanto di un livello messiniano di A. S. alloctone, più elevato delle A. S. I del Crotonese che stanno sotto al Tripoli, e meno elevato delle A. S. della zona T. Coserìe-T. Arso nel Rossanese che stanno sopra i depositi salini messiniani. Il loro livello di messa in posto si avvicina a quello delle A. S. II del Crotonese, che sono messe in posto entro i Gessi della Formazione evaporitica inferiore sec. RODA (1964 a), mentre le A. S. di Benestare sembrano messe in posto fra il Calcare di base ed i Gessi.

Data la loro posizione entro il Complesso Postorogeno della costa jonica della Calabria, è certo che queste A. S. di Benestare sono caratterizzate dallo stesso senso di provenienza di quelle rossanesi e crotonesi, e perciò vanno assegnate al Complesso Crotonide.

Conclusioni sul Complesso Crotonide

Riassumendo, i dati della letteratura e della Carta Geologica della Calabria mostrano che finora sono stati riconosciuti otto livelli di depositi di trasporto orogenico ascrivibili al Complesso Crotonide, senza pregiudizio di altri che possano essere osservati in futuro.

Il livello più profondo è costituito dalle A. S. I del margine Nord del Bacino Crotonese (OGNIBEN, 1955) e dalle A. S. I osservate in sottosuolo nel Rossanese (OGNIBEN, 1962), ed è situato alla sommità delle argille a *Globorotalia menardii* del Tortoniano e sottoposto ai Tripoli del Messiniano, direttamente o con poco spessore delle argille a facies tortoniana, che verso la sommità notoriamente presentano microfaune già con caratteri del Miocene superiore. Il livello delle A. S. I corrisponde quindi all'incirca al limite Tortoniano-Messiniano.

Il secondo livello appare costituito dalle A. S. di Benestare, per quanto si può rilevare dalla Carta Geologica al 25.000 dove esse appaiono sovrapposte al Calcare di base messiniano e sottostanti ai Gessi messiniani, e cioè ad 1/4 o 1/5 d'altezza della

Formazione Evaporitica Inferiore secondo RODA (1964 a).

Il terzo livello appare costituito dalle A. S. II del Bacino Crotonese (OGNIBEN, 1955) che sono intercalate a due terzi d'altezza della Formazione dei Gessi, il che verrebbe a corrispondere a tre quarti d'altezza della Formazione Evaporitica Inferiore, che da RODA (1964 a) vien fatta comprendere Formazione Calcareo-Marnosa di base e Gessi di OGNIBEN (1955).

Il quarto livello vien ad essere rappresentato dalle A. S. III del Bacino Crotonese (OGNIBEN, 1955), che sono intercalate fra i Gessi e la Formazione del Vìtravo sec. OGNIBEN (1955), ossia fra i Gessi e la Formazione Detritico-Salina sec. RODA (1964 a).

Il quinto livello è costituito dalle A. S. IV del Bacino Crotonese (OGNIBEN, 1955), intercalate entro la parte inferiore della Formazione del Vìtravo sec. OGNIBEN (1955), ossia entro la Formazione Detritico-Salina sec. RODA (1964 a).

Il sesto livello è dato dalla parte inferiore delle A. S. del Rossanese, distinta a W del Trionto da OGNIBEN (1962) come A. S. II e compresa fra la Formazione dei Gessi a letto e le Marne sabbiose di Valle a tetto. La Formazione dei Gessi del Rossanese si trova a tetto degli orizzonti saliferi, e potrebbe pertanto corrispondere nel Crotonese alla parte alta della Formazione Detritico-Salina od alla parte bassa della Formazione Evaporitica Superiore di RODA (1964 a). Le Marne sabbiose di Valle rappresentano i più bassi livelli dei depositi messiniani di ambiente marino normale in OGNIBEN (1962), ossia la base del « complesso messiniano terrigeno di sedimentazione marina normale » in RODA (1967 a), e sono state riconosciute solo a W del Trionto e per breve tratto ad E (ROMEO, 1967). Le A. S. II del Rossanese sono pertanto messe in posto ad un livello del Messiniano alto, posteriore all'acme della crisi evaporitica, e ad E del Trionto vanno a confondersi col livello che le segue verso l'alto.

Questo è il settimo livello del Complesso Crotonide, ed è rappresentato dalle A. S. III del Rossanese messe in posto fra le sottostanti Marne sabbiose di Valle e le sovrastanti Sabbie marnose di Garicchi (OGNIBEN, 1962), ambedue facenti parte del « complesso terrigeno di sedimentazione marina normale » di RODA (1967 a). Come si è detto sopra, ad E del Trionto le A. S. II e le A. S. III del Rossanese si confondono nell'unica massa delle A. S. ubicate fra le evaporiti messiniane al letto ed il Complesso messiniano terrigeno di sedimentazione marina normale al tetto. Gli sparsi affioramenti di A. S. presso Scala Coeli, Crùcoli e Cirò sembrano appartenere a questo livello, che potrebbe in realtà esser costituito da due diverse masse di argille scagliose messe in posto l'una dopo e sopra dell'altra, come lo sono certamente a cavallo del Trionto dove è presente l'intercalazione delle Marne sabbiose di Valle.

L'ottavo livello è rappresentato dalla Falda di Cariati, messa in posto sec. RODA (1967 a) al di sopra delle Sabbie marnose di Garicchi, anche se in qualche punto tocca per erosione tettonica livelli più bassi, come fra S. Morello e Scala Coeli dove poggia sulle A. S. sottostanti alla Formazione di Garicchi e sulla Formazione Tripolacea ancora più profonda. Non sono invece accertate le relazioni fra la Falda di Cariati e la tardo-messiniana Molassa di Palopoli che affiora in zone lontane dalla falda stessa, la quale vien ricoperta solo dal « complesso terrigeno plio-pleistocenico » (RODA, 1967 a). L'età della messa in posto della Falda di Cariati è tardo-messiniana, forse entro l'intervallo della sedimentazione della Molassa di Palopoli, anche se i terreni sovrastanti alla falda non sono più antichi del Pliocene superiore. Vale infatti anche per la Falda di Cariati l'osservazione del concomitare di trasporti orogenici da E verso W nella zona della costa jonica con la presenza di elementi detritici estranei al Cristallino calabrese nei sedimenti messiniani della stessa zona. Questi elementi mostrano di provenire dalle A. S. e dai componenti litoidi di esse (v. OGNIBEN, 1955; 1962) e non si ritrovano nei sedimenti tortoniani e nemmeno in quelli pliocenici, dati esclusivamente da detrito cristallino di provenienza calabrese. Ciò permette di escludere che vi sia stato un pronunciato alto strutturale nella zona dell'attuale Golfo di Taranto al di fuori dell'intervallo di tempo del Messiniano.

Si è già accennato (OGNIBEN, 1969) che le argille scagliose del Complesso Crotonide sembrano rappresentare dei depositi dovuti a trasporto orogenico da E verso W di materiali sicilidi in precedenza trasportati da W verso E nell'area dell'attuale Golfo di Taranto. Tali materiali dovevano infatti costituire la prosecuzione verso SSE delle lucane Falde di Rosito e di Rocca Imperiale (OGNIBEN, 1969) affioranti ad E del Bacino di S. Arcangelo, che raggiungono all'incirca fra Rocca Imperiale ed Amendolara la costa del Golfo di Taranto dove scompaiono sotto il mare. La posizione di queste due falde rispetto ai terreni dell'attuale costa jonica calabrese è stata raggiunta all'incirca verso il limite

Elveziano-Tortoniano (5ª e 6ª fase tettonica dell'area calabro-lucana in OGNIBEN, 1969). La posizione dei postorogeni ricoprimenti crotonidi non si è modificata nemmeno in occasione del supra-pliocenico-calabriano trasporto della Falda di Metaponto, poiché tutta l'area dove essi oggi si trovano dovette, come il bacino di S. Arcangelo, trovarsi nella « parte prossimale » della falda stessa, e cioè della parte « accavallata senza disturbi particolari in un unico blocco di grande spessore » (OGNIBEN, 1969), mentre la parte frontale « colata con forte tettonizzazione e con spessori nell'ordine del migliaio di metri entro la Fossa Bradànica e la Fossa Catania-Gela » si estende sotto il mare parallelamente alla costa, dove è stata rilevata sismicamente da FINETTI & MORELLI (1972).

Le falde crotonidi (e nelle unità minori come le A. S. III e le A. S. IV del Crotonese si potrebbe parlare anche di olistostromi) sono state senza dubbio trasportate da zone tettonicamente elevate entro una fossa di subsidenza, come tutte le falde. Perciò non sembra il caso di supporre età plioceniche nemmeno per la messa in posto della Falda di Cariati, che poggia sulle messiniane Sabbie marnose di Garicchi ed è ricoperta da terreni non più antichi dal Pliocene superiore. Se il trasporto della falda fosse avvenuto in epoca postmessiniana vi sarebbe certamente sotto di essa almeno qualche lembo di substrato pliocenico risparmiato dall'erosione tettonica.

E' ben comprensibile il fatto che la Falda di Cariati, proveniente dalla stessa direzione da cui provengono le A. S. crotonidi, ed essa stessa talora poggiante su lembi di A. S. di incerto livello come addietro descritto, sia nella sua parte superiore costituita da una « Formazione Conglomeratico-Arenacea » di cui RODA (1967 a) fa l'ipotesi che sia l'originaria continuazione della Molassa a Clipeastri del Rossanese, cui rassomiglia fino al punto di avere la base costituita da una fascia di depositi rossi eluviali. Rimane da considerare l'altro componente della Falda di Cariati, ossia la « Formazione Fliscioide » che vien descritta come « prevalentemente argillosa, di colore bruno, con strati di arenaria a spessori variabili fra i 5 cm ed il metro. Gli strati sono gradati e a tetto mostrano frequentemente una tipica fogliettatura » (RODA, 1967 a) e l'età è non più antica dell'Eocene e non più recente della sovrastante Formazione conglomeratico-arenacea. Un tipico flysch compreso fra le argille variegate di origine sicilide e la trasgressiva Molassa a Clipeastri, come quello in questione, non può non venire in primissima ipotesi identificato con il Flysch di Gorgoglione, nel quale in Lucania VEZZANI (1968 f) ha riconosciuto il Burdigaliano inteso come zona a *Globigerinoides trilobus* e l'Elveziano basso inteso come zona a *Globoquadrina* ed *Orbulina* (ossia l'insieme delle sottozone ad *Orbulina suturalis* ed a *Globoquadrina altispira-Globorotalia miozea* di CATI et al., 1968). Con questa identificazione verrebbe completato il quadro di un Complesso Crotonide dato dal retro-trasporto messiniano verso E di materiali principalmente sicilidi, incluso il Flysch di Gorgoglione, originariamente collocato nel Golfo di Taranto dal trasporto verso W nella fase al limite Elveziano-Tortoniano.

Al Flysch di Gorgoglione possono probabilmente esser attribuiti anche i « silts grigi ed argille siltose con frequenti intercalazioni di arenarie a stratificazione incrociata (facies di flysch) » (sic !) e le sottostanti « arenarie brunastre spesso a stratificazione incrociata, con frequenti vene di calcite », cartografati dalla tavoletta Torre Melissa della Carta Geologica al 25.000 nelle località Punta Spineta-Casetta di Stavuso-Mortilla sopra le A. S. I del Bacino Crotonese. Veramente la « stratificazione incrociata » proporrebbe l'identificazione con la Molassa a Clipeastri, ma l'inciso « facies di flysch » per la prima formazione, e quello « con frequenti vene di calcite » per la seconda, fanno pensare che si tratti piuttosto di terreni veramente fliscioidi, e che la « stratificazione incrociata » sia un errore ai limiti del refuso.

Non vi sono finora elementi cronologici precisi per la datazione della Formazione Conglomeratico-Arenacea, da RODA (1967 a) ritenuta per la grande comunanza di caratteristiche litologiche una originaria prosecuzione orientale della Molassa a Clipeastri. Si può ricordare che nella Carta Geologica al 25.000 il lembo alloctono di Terravecchia-Cariati di questa formazione (nelle tav. Cariati e Crùcoli) è cartografato come successione di « conglomerato da massiccio a ben stratificato », di « arenarie tenere brunastre », di « argille marnose, argille siltose e silts in alternanza con arenarie a foraminiferi eocenici rimaneggiati » oppure « argille siltose e silts da grigio-chiari a giallo-brunastri »; nel lembo di S. Morello la stessa formazione è cartografata (nella tav. Cariati) come successione di « conglomerato da massiccio a ben stratificato », di « argille marnose con sottili intercalazioni arenacee gradate » e di « conglomerati ed arenarie ben stratificati ». L'insieme delle definizioni denuncia la presenza di notevoli zone argillose ed anche di qualche caratteristica fliscioide, come nel caso delle

arenarie a microfaune eoceniche rimaneggiate e delle intercalazioni arenacee gradate. Potrebbe pertanto trattarsi benissimo della prosecuzione orientale della Molassa a Clipeastri, dove qualche caratteristica di deposito batiale denoterebbe la sedimentazione in un ambiente di fossa attiguo a quello prettamente litoraneo e neritico della molassa autoctona. Lo sviluppo di facies fliscioidi ricorderebbe il lembo tortoniano di Oriolo descritto da Vezzani (1967 a), di cui è già stato rilevato che è « nettamente più esterno e dovette trovarsi in una zona mediana dell'avanfossa molassica » rispetto ai corrispondenti lembi della Molassa a Clipeastri di Perosa e della Valle del Crati (Ogniben, 1969). Similmente, la presenza di estesi intervalli a dominanti argille potrebbe significare che la facies fliscioide si estendeva a livelli corrispondenti alle autoctone argille marnose tortoniane. Non è da escludere neanche che nella formazione possano esser compresi livelli fliscioidi messiniani, sull'esempio di quanto è noto nell'abruzzese Flysch della Laga.

Importante, da ultimo, è la presenza delle A. S. del Complesso Crotonide a Benestare, vale a dire quasi all'altezza dell'Aspromonte, in una zona collocata molto a SSW del Rossanese e del Crotonese e dove la direzione assiale generale è passata da quella NW-SE del Rossanese e da quella vicina a NS del Crotonese ad una franca orientazione NE-SW. Ciò significa che l'arco calabrese affiorante è seguito anche dalle strutture non affioranti ubicate al largo della costa jonica (v. del resto Finetti & Morelli, 1972), sia per quanto riguarda l'avanfossa molassica primitiva del Tortoniano, sia per quanto riguarda il successivo approfondimento di essa che condusse alla formazione della Fossa Bradànica e della Fossa Catania-Gela. Queste ultime appaiono ben collegate dalle A. S. Crotonidi di Benestare, che attestano la continuità al largo dell'odierna costa jonica calabrese dell'alto strutturale messiniano che dette luogo ai trasporti orogenici crotonidi delle A. S. Sicilidi, del Flysch di Gorgoglione e della Molassa a Clipeastri verso le odierne zone del Rossanese, di Cariati-Cirò, del margine settentrionale del Crotonese e di Benestare.

TETTONICA

La tettonica nella letteratura fissista

Si è visto addietro che Cortese (1895) si attiene al principio dell'autoctonia totale, e quindi della sottoposizione dei terreni più antichi o ritenuti tali in confronto a quelli più recenti, con qualche acrobazia attributiva per giustificare evidenze che non sfuggivano al suo occhio. Così se alla base di tutta la successione egli vede i « gneiss e micascisti fondamentali » dei Peloritani e dell'Aspromonte, cui la « fillade » si « addossa », sopra questa non può far a meno di vedere poi la formazione kinzigitica ed ancor più in alto il granito. La Dolomia Principale vien considerata più giovane, e quindi sovrapposta (o intercalata!) rispetto agli « scisti lucenti » fra Maratea e S. Sosti (e cioè al Complesso Liguride), ciò che costringe Cortese a vedere del Trias medio nelle finestre panormidi a S di Sangineto, mentre a M. Cocuzzo la Dolomia Principale torna ad apparirgli in posizione dominante sugli scisti lucenti, e quindi sovrapposta.

La serie giurassico-eocenica di Rossano (= Falda di Longi) e quella quasi coeva di Tiriolo, Stilo ecc. (= Falda di Galati) vengono con semplicità ritenute equivalenti e lateralmente alternantisi. Più in alto vengono attribuiti all'Eocene inferiore (od a livelli più antichi) tutti i terreni sottoposti alle A. S. antisicilidi fino al flysch tardiorogeno, in quanto le « argille variegate scagliose » per Cortese e contemporanei rappresentavano il livello dell'Eocene medio e superiore. Divenivano pertanto rappresentanti del Miocene inferiore (= Oligocene) i lembi del Flysch Numìdico sovrapposti o piuttosto incassati nelle « argille scagliose » antisicilidi del basso versante jonico delle Serre e dell'Aspromonte ed i conglomerati della Falda di Cariati sovrapposti alle A. S. crotonidi, mentre il Calcare a Briozoi ed il conglomerato eluviale basale del Rossanese venivano a rappresentare il Miocene medio e la Molassa a Clipeastri il Miocene superiore (= Tortoniano). La « formazione gessoso-solfifera non appare che accompagnata dal Miocene superiore (v. sopra) e dal Pliocene inferiore »: è un'esatta osservazione strutturale di quello che è un vero ciclo sedimentario interposto fra due ben marcate fasi tettoniche, di trasporto orogenico la prima e di piegamento la seconda, e viene accompagnata dall'esatta osservazione del carattere anormale e non tettonico dell'apparente trasgressione delle « marne bianche » infraplioceniche, ossia dei Trubi.

Il secondo capitolo della monografia di Cortese è dedicato alla « Geotettonica e Sismologia » e consiste nell'illustrazione di alcune fantasiose linee di faglia, diretta più che altro a riconoscere nell'area tirrenica meridionale il « réseau pentagonal » di Élie De Beaumont. Il capitolo risulta arretrato già per i tempi in cui fu scritto, come testimonia la lettera in data 6 settembre 1895 di De Lorenzo (in Ippolito, 1971) secondo il quale

CORTESE « esce di nuovo a parlare delle sue inverosimili fratture che partono da Pantelleria, arrivano fino al Vesuvio, che dalla Sardegna giungono in Calabria e ha il coraggio anche di cavar fuori il *Réseau* di E. DE BEAUMONT, il che per lo stato attuale della geologia è un po' forte ». Il capitolo di CORTESE relativo alla tettonica risulta pertanto poco utile, anche se vi si leggono acute osservazioni come quella che vede l'asse principale della Calabria nella Catena Costiera, affermando che « il gruppo del Pollino e la Sila, con cime molto più alte di quelle della corrispondente parte della catena assiale, sono a parte e non dicono nulla in fatto di allineamenti ».

Fra le faglie di fantasia la più vicina alla realtà è probabilmente la « faglia dello Stretto di Messina », che CORTESE fa decorrere dalla regione siracusana al centro dell'Etna, allo stretto, a Punta Pezzo, Bagnara, Palmi, foce del Petrace, valle del Mèsima, Filadelfia, Catanzaro, Petilia Policastro, S. Nicola dell'Alto, Cirò. Oggi si sa che un fascio di faglie decorre da Còmiso (e meglio da Vittoria) a Catania a Messina, e probabilmente accompagna effettivamente da vicino la costa tirrena Bagnara-Gioia Tauro e la valle del Mèsima fino a Filadelfia ed oltre; dopodiché non si può escludere che l'allineamento principale possa anche effettivamente dirigersi verso Belvedere Spinello-Melissa-Cirò (OGNIBEN, 1955), oppure lungo la valle del Crati.

La « faglia della bassa valle del Crati » andrebbe da Pantelleria all'Isola Giulia a Sciacca, ad una serie di affioramenti basaltici (Giuliana, Burgio, Palazzo Adriano, Lercara, Scillato), a Panarea e Strómboli, a Guardia Piemontese, S. Marco Argentano, Frascineto, Trebisacce, ed è assolutamente fantastica, basata sull'allineamento di vulcani recenti, basalti antichi, sorgenti termali e qualche faglia. Inconsistenti sono anche le evidenze riportate da CORTESE per la « faglia dell'alta valle del Crati » e la « faglia della Stretta di Catanzaro », mentre la « faglia di Gioia » andrebbe dalla Sardegna meridionale ad Ùstica, Alicudi, Filicudi, Salina, Gioia Tauro, Piani di Lìmina, zona di Màmmola-Grotterìa-Gerace, Roccella Jonica, senza alcun riscontro di evidenza; altrettanto priva di evidenze è la « faglia terminale della Calabria » dal cratere dell'Etna lungo la costa meridionale dell'Aspromonte. L'età di tutte queste faglie sarebbe fra il « Miocene medio » ed il « Miocene superiore » ossia appena precedente alla Molassa a Clipeastri: questa attribuzione cronologica è legata al concetto dell'autoctonia totale, e da esso obbligata, dato che la Molassa a Clipeastri è trasgressiva sulle strutture orogeniche.

Vengono da CORTESE ricordati i significativi terremoti del 1783 (Reggio-Palmi-Gioia Tauro-Valle del Mèsima-Vibo Valentia-Catanzaro-Marcedusa-Mesoraca), quello del 1857 (Cosenza), quello del 1887 (Bisignano) ed i bradisismi documentati dai fori dei litodomi che scendono da quote di 8 m all'Isola Dino-Scalea-Diamante-Cetraro a 6 m ad Amantea, a 5 m a Capo Vaticano, a 4 m a Bagnara, per annullarsi a Punta Pezzo di dove comincerebbe il bradisisma negativo della costa jonica della Calabria. In Sicilia si avrebbe un movimento inverso, con fulcro a Capo Peloro, abbassamento della costa tirrena e sollevamento della costa jonica.

Del lavoro di FUCINI (1896) sul Rossanese si possono dal punto di vista tettonico ricordare due cose, e cioè l'asserita posizione basale del granito, in contrapposto a CORTESE che lo vedeva intrusivo nelle filladi, e la descrizione della finestra « fra la Croce di Apri ed il Monte Palèparto, dove le rocce liassiche si trovano come fra mezzo a due muraglie di granito fra le quali formano un'altra piega sinclinale a strati molto raddrizzati ».

Grande importanza per la tettonica recente ed attuale rivestono i lavori di MERCALLI (1897) e di BARATTA (1901; 1936), nei cui dati macrosismici è possibile intravvedere molte linee di faglia riconoscibili anche nella Carta Geologica al 25.000, specialmente nella valle del Crati ed in quella del Mèsima, nel golfo di Gioia Tauro e sul versante E dell'Aspromonte; vedere ad esempio le cartine dei terremoti del 1638 (fig. 203), del 1659 (fig. 204), del 1783 (fig. 205), del 1869 (fig. 206), del 1886 (fig. 207), del 1887 (fig. 208), del 1892 (fig. 209), del 1894 (fig. 210), del Febbraio 1897 (fig. 211), del Maggio 1897 (fig. 212) ed infine la cartina riassuntiva di BARATTA (fig. 213).

L'autoctonia totale si trova nuovamente riassunta in DI STEFANO (1904) con l'affermazione « che la formazione delle filladi sta alla base della serie, e che ad essa succedono gli scisti micacei e gli gneiss granatiferi o no, e che i graniti, traversando tutto l'insieme scistoso vi si espandono sopra. Questo spiega perché talora si trovano graniti sotto le filladi oppure in mezzo ad esse ».

Altro studio di tipo geodinamico in armonia con i suoi tempi è quello di HOBBS (1907), che conclude per la prevalenza di allineamenti NS ed EW dedotta dai contatti geologici, dagli allineamenti vulcano-tettonici provenienti dalle Isole Eolie e dalla Sicilia, da linee sismo-tettoniche e da misure di diaclasi.

Molto più tardi PATA (1955) produce uno schema già addietro riassunto, secondo cui i complessi giacenti sul Cristallino della costa jonica delle Serre e dell'Aspromonte costituirebbero un unico ciclo sedimentario dal Cenomaniano al Messiniano, col flysch tardiorogeno come emiciclo trasgressivo, le « argille scagliose » antisicilidi come sedimento di mare profondo ed i sovrastanti sedimenti miocenici come emiciclo regressivo. La giacitura caotica delle « argille scagliose » sarebbe dovuta a scivolamento strettamente locale in occasione del sollevamento postpliocenico e precalabriano dello zoccolo cristallino, ed in Calabria esse « occupano ancora, tettonicamente, il punto di partenza da cui quelle (della Toscana e dell'Appennino centro-meridionale) si mossero per rovesciarsi, con i noti meccanismi tettonici, sull'Italia centro-meridionale ».

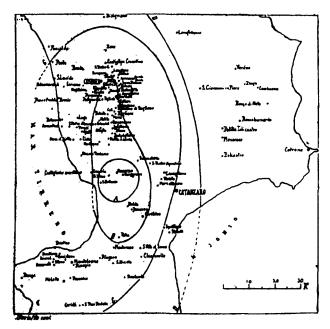



FIG. 203 - Isosiste del terremoto del 23 Marzo 1638 secondo BARATTA (1901). A - area epicentrale; B - disastrosa; C - quasi disastrosa; D - rovinosa.

— Isoseistes of the March 23, 1638, earthquake according to BARATTA (1901). A - epicentral area; B - disastrous; C - almost disastrous; D - ruinous area.

La guida della SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) ha un capitolo dedicato alla tettonica della zona di Stilo, nella quale vien visto l'effetto di sollecitazioni dal massiccio delle Serre verso ESE. Per effetto di esse i calcari mesozoici risulterebbero rotti e dislocati in numerose zolle piuttosto indipendenti « mentre le formazioni conglomeratico-arenacee oligo-mioceniche si sono di preferenza mosse in concordanza sollevandosi ed inclinandosi verso SE e solo in qualche caso rompendosi e fagliandosi. Il più vistoso fenomeno di fagliamento è dato appunto dalla faglia rovescia che ha embriciato nella serie le argille scagliose. Il Pliocene si presenta un poco inclinato solo nei termini più bassi mentre tanto i trubi quanto i termini superiori della serie si presentano orizzontali o inclinati molto lievemente verso SE ».

L'ipotesi della faglia inversa, con debole inclinazione verso SE e spremitura tardomiocenica delle A. S. (= Complesso Antisicilide) originariamente depositate ai piedi della scogliera mesozoica già emersa durante il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore, sarebbe « avvalorata anche da considerazioni morfologiche » ossia dal ripido fianco SE della valle in cui affiorano le A. S. Viene invece considerata priva di elementi probanti l'ipotesi di una colata gravitativa delle A. S. da SE, ossia dall'unica provenienza possibile in base all'assenza di ogni traccia di A. S. verso W, e nonostante la constatazione che le A. S. stesse sono intercalate in « concordanza stratigrafica » fra le « arenarie tipo macigno » (= flysch tardiorogeno) e la Molassa a Clipeastri.

In COTECCHIA (1963) è fatta l'ipotesi che la provenienza da E comune alle « argille scagliose » di Stilo (= Complesso Antisicilide) messe in posto a livello del Miocene basso, alle « argille scagliose » del Crotonese (= A. S. I del Complesso Croto-

FIG. 204 - Area interessata dal terremoto del 10 Novembre 1659 secondo BARATTA (1901). A - area mesosismica; B - area rovinosa.

— Area shaken by the November 10, 1659, earthquake according to BARATTA (1901). A - meizoseismal area; B - ruinous area.

nide) messe in posto fra Tortoniano e Messiniano, ed a quelle del Rossanese (= Complesso Crotonide) messe in posto entro il Messiniano, denoti l'effetto di sollevamenti che avevano luogo ad E dell'attuale costa jonica e che migravano nel tempo da S verso N, causando scivolamenti gravitativi verso E, di età sempre più recente da S verso N.

Per la zona Cariati-Pietrapaola COTECCHIA vede una successione: di fenomeni di faglia alla fine dell'Eocene fra Cristallino e flysch eocenico e come in posto delle « argille scagliose » da E (= A. S. Crotonidi); di un sollevamento che produceva la lacuna stratigrafica corrispondente al Pliocene; di un abbassamento che permetteva la trasgressione calabriana; di « movimenti orogenici intensi e del tutto locali » che interrompevano la sedimentazione dei terreni calabriani e fagliavano la « serie anomala » di Terravecchia-S. Morello-Cariati nei confronti della « serie normale » di Scala Coeli-Pietrapaola-T. Acquanite, producendo la faglia subverticale di-

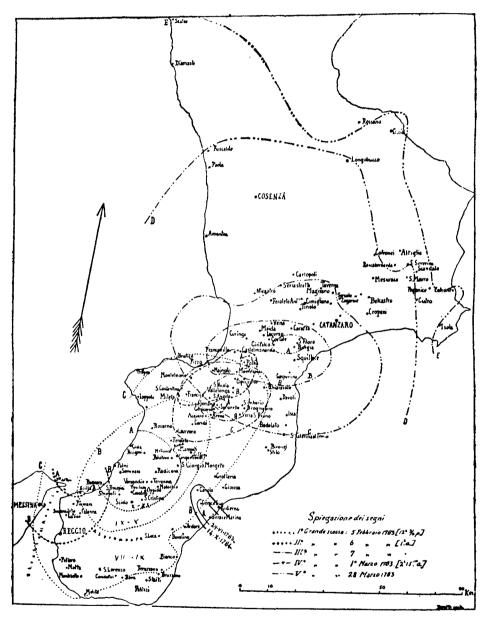



FIG. 205 — Area interessata dai terremoti del Febbraio-Marzo 1783 secondo BARATTA (1901). Isosiste ad intensità decrescente da A a D.

— Areas shaken by the February-March 1783 earthquakes according to BARATTA (1901). Isoseistes with decreasing intensity from A to D.

impostazione dell'autoctono bacino subsidente di Terravecchia-S. Morello-Cariati (= Falda di Cariati, alloctona); di una breve fase regressiva messiniana con instaurazione di un regime lagunare evaporitico, seguita da una temporanea ripresa della subsidenza in modo da permettere la messa retta ESE-WNW che sarebbe ben visibile fra F. Nicà e T. Arso e taglierebbe a SSW l'anticlinale della « serie anomala » indicando spinte in direzione EW (in realtà si tratta della suborizzontale superficie di contatto anormale della Falda di Cariati secondo RODA, 1967 a).

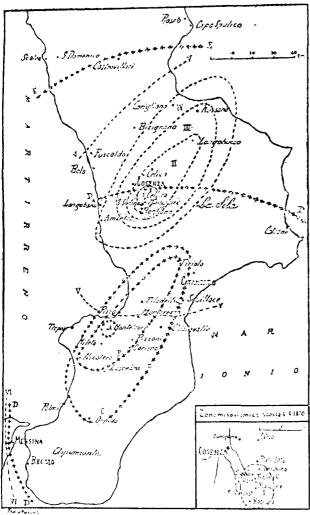



FIG. 206 - Aree interessate dai terremoti del 28 Novembre 1869 (Monteleone Calabro = Vibo Valentia) e del 5 Ottobre 1870 (Cosenza) secondo BARATTA (1901). Isosiste ad intensità decrescente dall'area epicentrale all'area « lieve ».

— Areas shaken by the November 28, 1869, (Monteleone Calabro = Vibo Valentia) and October 5, 1870, (Cosenza) earthquakes according to BARATTA (1901). Isoseistes with decreasing intensity from epicentral to « weak » area.

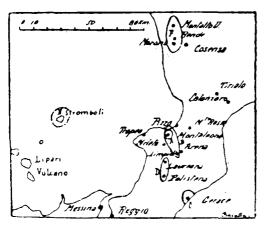



FIG. 207 - Aree interessate dai terremoti del Febbraio-Luglio 1886 secondo BARATTA (1901).

— Areas shaken by the February-July 1886 earthquakes according to BARATTA (1901).

La tettonica nella letteratura faldista

Si è ricordato addietro che LIMANOWSKI (1913) vedeva la struttura geotettonica della Calabria come sovrapposizione di tre nuclei anticlinalici di pieghe coricate dirette NS e provenienti da W. La visione veniva motivata dall'enorme estensione dell'anormale sovrapposizione di gneiss e graniti sulle filladi e dalla presenza nelle finestre della Catena Costiera di un Mesozoico ben differente da quello calabro-peloritano tipo Taormina, Rossano, Tiriolo, Amantea, Stilo. Il punto debole del quadro sta nei due fantomatici nuclei filladici di sinclinale dello Stretto di Messina e della zona Màmmola-Caulonia, che spiegando le falde cristalline come nuclei di anticlinale acquetavano la coscienza pur sempre relativamente fissista degli antichi faldisti meravigliati delle stesse proprie scoperte, e sembravano necessari anche per suddividere in diversi elementi una struttura a falde come quella siculo-calabro-lucano-campana, che risulterebbe inspiega-

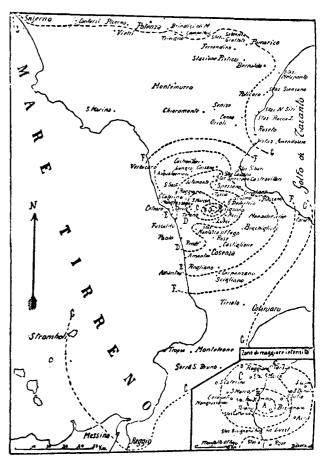



FIG. 208 - Isosiste del terremoto del 3 Dicembre 1887 secondo BARATTA (1901) dall'area epicentrale a quella ad intensità « leggera ».

— Isoseistes of the December 3, 1887, earthquake according to BARATTA (1901), from epicentral area to that with « weak » intensity.

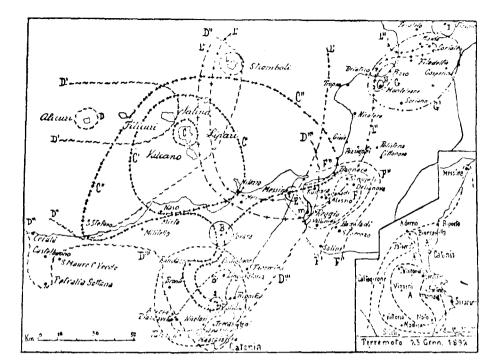



FIG. 209 — Aree interessate dai terremoti dal Gennaio al Luglio 1892 secondo BARATTA (1901).

— Areas shaken by the January-July 1892 earthquakes according to BARATTA (1901).

bilmente centrifuga se la relativa torsione assiale fosse originaria e non, come ha supposto lo scrivente (OGNIBEN, 1969), postorogena.

La tettonica di QUITZOW (1935 a) è stata esaurientemente esposta più addietro, e si può riassumere nell'ammissione di una struttura a falde indipendente da quella dell'Appennino e limitata « a forma di fungo » alle zone marginali di una zolla essenzialmente autoctona continuamente tendente al sollevamento. Nei ricoprimenti marginali vi sarebbe tuttavia marcata asimmetria fra i limitati accavallamenti verso E da una parte, sopra il Giurassico e le filladi di Rossano oppure sopra il Giurassico presso Gerace o sulle filladi di S. Lorenzo e di Palizzi, ed i grandi ricoprimenti dall'altra parte verso N fino ad Episcopìa, verso W nella Catena Costiera, e verso S nei Peloritani. La successione cristallina sarebbe rovesciata verso W, mentre verso E si avrebbero generalmente coperture filladiche normalmente sovrapposte ai graniti, sia pure con inclinazioni di 60°-70°. Si sarebbe avuto un piegamento ercinico collegato con l'intrusione dei graniti, quindi un piegamento laramico verso E dove il Luteziano trasgredisce sul ricoprimento del granito sul Giurassico, ed infine un ricoprimento savico-pirenaico verso NW dove il Cristallino ricopre il « flysch eocenico » (= Formazione del Frido). Dal punto di vista paleogeografico la geosinclinale appenninica, rappresentata dalle dolomie e dal « flysch eocenico » della Catena Costiera, avrebbe dovuto collegarsi con la Sicilia centro-occidentale passando a W del massiccio cristallino. I complessi postorogeni inizierebbero nel Miocene, con i Calcari a Briozoi burdigaliani e con la Molassa a Clipeastri tortoniana, e contemporaneamente inizierebbe il processo di sollevamento per faglie con delimitazione di horst.

FIG. 210 - Isosiste del terremoto del 16 Novembre 1894 secondo BARATTA (1901).

— Isoseistes of the November 16, 1894, earthquake according to BARATTA (1901).

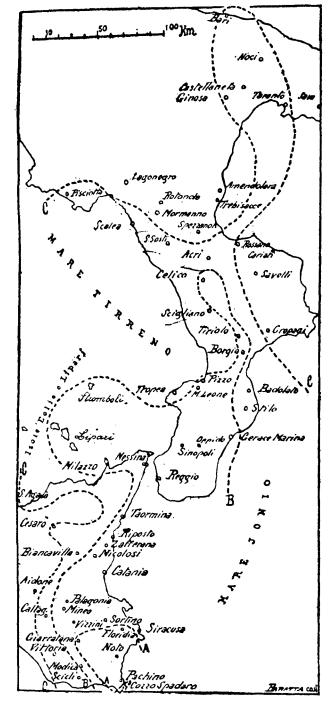



FIG. 211 - Area interessata dal terremoto del 12 Febbraio 1897 secondo BARATTA (1901). A - molto forte; B - forte; C - lieve.

— Area shaken by the February 12, 1897, earthquake according to BARATTA (1901). A - very strong; B - strong; C - weak.

In OGNIBEN (1955) sono state distinte nella parte settentrionale del Bacino Crotonese: un sistema di faglie normali in direzione NW-SE formatesi verso il limite Tortoniano-Messiniano in modo da dare luogo all'avvallamento del Bacino Crotonese; una fase messiniano-pliocenico-calabriana di subsidenza senza fagliamento, secondo un asse mediano del Bacino Crotonese scendente all'incirca da Verzino verso SE con pendenza di 20°; infine un sistema di faglie normali postcalabriane a direzione NE-SW con prevalenti abbassamenti verso SE, in armonia col sollevamento isostatico della catena corrugata appenninica nel suo tratto calabrese. Inoltre è stata posta in rilievo la fase di trasporto da ENE delle unità di A. S. del Complesso Crotonide in epoca messiniana, in chiara relazione con l'avvallamento del Bacino Crotonese ad opera delle faglie NW-SE e della subsidenza successiva.

Dedicato alla tettonica della Calabria è il ricordato lavoro di CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961), che riprende le idee di GLANGEAUD

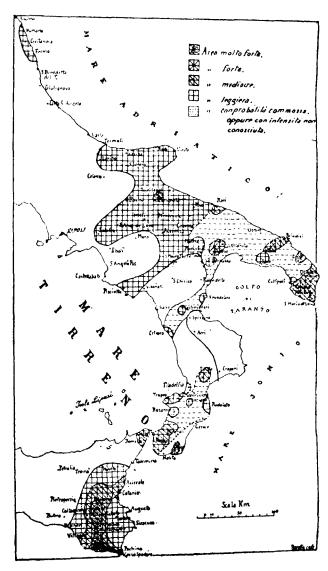



FIG. 212 - Aree italiane interessate dal terremoto del 28 Maggio 1897 (Grecia, Italia meridionale, Malta) secondo BARATTA (1901).

— Italian areas shaken by the May 28, 1897, earthquake (Greece, Southern Italy, Malta) according to BARATTA (1901).

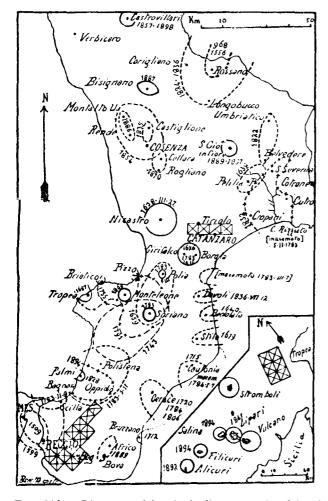



FIG. 213 - Riassunto dei principali terremoti calabresi secondo BARATTA (1901).

— Summary of the greatest Calabria earthquakes according to BARATTA (1901).

(1952 a) sintetizzabili nella nozione di un *cratone europeo* comprendente Cordigliera Betica, Mediterraneo occidentale, Sardegna, Corsica ed Alpi propriamente dette, di un blocco italo-dinarico separato dal precedente da un *eugeosinclinale mesogeo* visibile dalla Sierra Nevada al canale fra Sardegna e Sicilia, di dove si ramificava verso Voltri e la finestra dei Tauri da una parte, verso il preteso « hiatus » di Sangineto dall'altra, delimitando verso S il cratone africano comprendente i « bourrelets » frontali del Rif, Cabilie, Peloritani e Calabria (fig. 214). Il lavoro dei tre autori introduce delle variazioni nel quadro, separando sia dalle Mesogeidi italo-dinariche che dal cratone africano il massiccio della Sila (v. addietro fig. 16) mediante l'introduzione del concetto di fossa per sprofondamento sialico con possibile emissione di rocce basiche per la stretta di Catanzaro, che si aggiunge così allo « hiatus » di Sangineto (v. addietro fig. 37), e va considerata come « un limite maggiore fra due grandi domini paleogeografici e strutturali del Mediterraneo occidentale ». Sul margine W della Sila (Catena Costiera) riposano le scaglie degli « schistes pseudolustrés » del Trias metamorfico dell'unità di Cetraro, ricoprendo le dolomie grigie di Monte Cocuzzo e di Grimaldi il cui substrato potrebbe corrispondere agli scisti iniettati della zona Amantea-Nicastro-Catanzaro, ossia al Cristallino della Sila Piccola.

Nello stesso anno GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961) redigono una nuova sintesi tettonica, già riassunta più addietro, i cui punti salienti sono: la posizione basale del « Permotrias metamorfico » o « schistes pseudolustrés » di Cetraro, probabilmente autoctoni; la posizione delle dolomie di Cetraro, di quelle della strada Sangineto-S. Sosti, di M. Cocuzzo e di Grimaldi sopra il Permotrias metamorfico a formare la più bassa unità trasportata; la posizione del « flysch a quarziti » (= Formazione del Frido), forse in continuità con le filladi epizonali a S della Sila, come seconda unità trasportata sul Permotrias metamorfico, inglobando alla base le scaglie carbonatiche dell'unità precedente; la posizione dei gneiss granatiferi come terza unità trasportata, sovrapposta sui flysch della Catena Costiera ed in originaria continuità col Cristallino della Sila e coi micascisti iniettati della zona di Catanzaro. Gli hiatus di Sangineto e di Catanzaro avrebbero fatto parte nel Secondario di un unico grande hiatus provocato

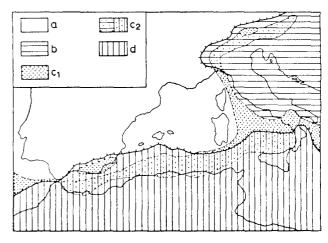



FIG. 214 - Elementi strutturali del Mediterraneo secondo GLANGEAUD (1956), modificato. a - Cratone europeo; b - blocco italo-dinarico; C_1 - eugeosinclinale mesogea; C_2 - parte dell'eugeosinclinale mesogea ricoperta da sedimenti recenti, da elementi italo-dinarici e da elementi africani; d - cratone africano.

— Structural elements of Mediterranean area according to GLANGEAUD (1956), with minor changes. a - European craton; b - Italo-Dinaric block; C_1 - Mesogean eugeosyncline; C_2 - part of Mesogean eugeosyncline covered by Recent sediments, by Italo-Dinaric elements and by African elements; d - African craton.

dalla « distensione triassico-liassica » di GLANGEAUD (1962), analogo a quello che avrebbe separato il blocco iberico da quello africano, come provato dal fatto che il « Permotrias metamorfico » o « schistes pseudo-lustrés » sarebbe stato certamente separato dal blocco sudappenninico a partire dal Norico. Una fase del Cretaceo inferiore avrebbe compresso il microcratone della Sila verso lo hiatus di Sangineto, da Est (fig. 215) oppure da Ovest (fig. 216); una seconda fase dal Priaboniano in poi avrebbe riversato i terreni fliscioidi delle fosse peritirreniche sull'arco calabro-siciliano così formatosi; una terza fase ponto-plio-quaternaria avrebbe formato i rilievi attuali.

Quasi contemporaneamente vien presentato un lavoro di GLANGEAUD, GRANDJACQUET, BOUSQUET & AFCHAIN (1962) che vedono le rocce simatiche mesozoiche affiorare in Calabria secondo l'asse EW dello « hiatus » di Sangineto, ormai divenuto una « geosutura » dopo la compressione alpina (v. addietro fig. 38), e secondo l'asse NS della « unità di Cetraro », e fanno venire i flysch della Lucania meridionale in parte dal Mar Tirreno, in parte dallo « hiatus di Sangineto » soggetto a compressione con espulsione e scivolamento verso N del « flysch a quarziti » e del « flysch nero », che avrebbero costituito i depositi oceanici dello hiatus e che avrebbero trascinato con sé delle scaglie kinzigitiche e parte delle rocce simatiche del fondo oceanico.

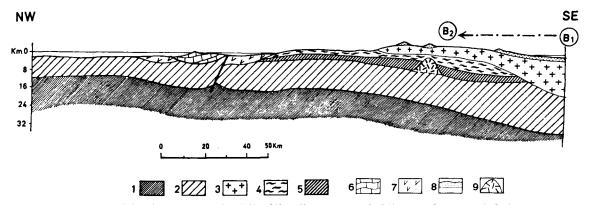



FIG. 215 — Ipotesi dell'origine orientale della Sila allo stato probabile nel Cretaceo inferiore secondo GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961). 1 - mantello terrestre; 2 - crosta inferiore; 3 - crosta superiore granitica; 4 - serie metamorfica; 5 - « schistes lustrés » e scisti paleozoici, autoctoni; 6 - scaglia dei calcari dolomitici; 7 - flysch trasportati; 8 - coperture secondarie a facies neritiche sulla Sila; 9 - batoliti granitici e rocce eruttive mesozoiche.

— Hypothesis of eastern origin of the Sila, in probable Lower Cretaceous conditions according to GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961). 1 - mantle; 2 - lower crust; 3 - granitic upper crust; 4 - metamorphic series; 5 - autochtonous « schistes lustrés » and Paleozoic schists; 6 - dolomitic limestone scale; 7 - carried flyschs; 8 - Mesozoic neritic cover of the Sila; 9 - granitic batholiths and Mesozoic eruptiva.

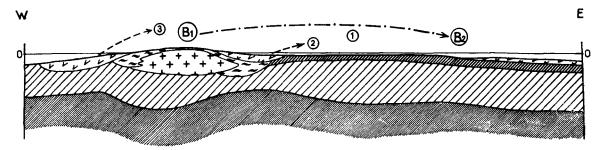



FIG. 216 — Ipotesi dell'origine occidentale della Sila allo stato probabile alla fine del Cretaceo secondo GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961). Simboli come in fig. 215: 1 - mantello; 2 - crosta inferiore; 3 - crosta superiore granitica; 4 - serie metamorfica; 5 - « schistes lustrés » e scisti paleozoici, autoctoni; 7 - flysch trasportati.

— Hypothesis of western origin of the Sila in probable late Cretaceous conditions according to GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961). Symbols as for fig. 215: 1 - mantel; 2 - lower crust; 3 - granitic upper crust; 4 - metamorphic series; 5 - autochtonous « schistes lustrés » and Paleozoic schists; 7 - carried flyschs.

BONFIGLIO (1964) riconosce l'alloctonia della Falda di Cariati, come ricordato addietro, adducendo vari motivi di cui rimane valido quello dell'accostamento dei suoi terreni a formazioni coeve

di facies diversa. Per il resto sono da notare dal punto di vista strutturale i due pesanti errori consistenti in primo luogo nell'attribuire alla base delle Arenarie di Scala Coeli il carattere di « una serie di faglie inverse con rigetti quasi verticali » (che poi sono disegnati a 45° nei profili della Tav. III), mentre la carta mostra chiaramente che si tratta di una regolare base di strato in conformità stratigrafica a debole inclinazione; in secondo luogo nel dedurre la giacitura reciproca delle varie formazioni della Falda di Cariati dal presupposto a priori che si tratti di una serie di geosinclinale a granulometria regolarmente e tassativamente crescente verso l'alto.

Nella tettonica del Bacino Crotonese Roda (1964 a) nota soprattutto un sistema di faglie di distensione postcalabriana, con direzioni ENE-WSW nella parte settentrionale del bacino che diventano NNE-SSW nella parte sud-occidentale, e che discendono complessivamente verso il centro del bacino mediante una serie di horst limitati da un'unica faglia verso l'esterno del bacino e da una serie di faglie verso l'interno. Nei terreni del ciclo messiniano-infrapliocenico si hanno strutture NS dovute ad una fase di piegamento ed erosione precedente alla trasgressione medio-pliocenica. Nei terreni del ciclo mediomiocenico-messiniano si osserva un precedente meno intenso piegamento, assieme con le successive dislocazioni già nominate.

Le stesse strutture vengono dettagliate da Roda (1965 a) per la tavoletta Belvedere Spinello, dove si ritrovano i sedimenti miocenici ed infrapliocenici con prevalenti strutture di piegamento NS, ed i sedimenti pliocenici e calabriani fagliati in blocchi a struttura monoclinale verso l'esterno del bacino, e complessivamente scendenti verso l'interno (v. addietro fig. 154). Questa struttura viene attribuita a moderata rotazione dei singoli blocchi nella discesa d'assieme verso il centro del bacino secondo piani di faglia diversamente inclinati, che potrebbero riunirsi in profondità dando luogo nel basamento cristallino ad un unico e semplice graben diretto NE-SW, e suddividentesi verso l'alto in vari gradini nelle formazioni superficiali.

Magri, Sidoti & Spada (1963-64) descrivono la successione sedimentaria di Rossano nella quale rilevano: 1) dislocazioni di probabile età mesogiurassica, che fra la fine del Lias e l'inizio del Dogger avrebbero portato all'emersione dei sedimenti liassici ed alla sovrapposizione su di essi delle formazioni cristalline (linea M. Palèparto-Longobucco-Serra Pomieri-Piano di Cozzolìa, con cataclasiti e miloniti al contatto fra formazioni cristalline e sedimenti liassici subverticali o rovesciati verso NE, specialmente alla Croce d'Avri; linea T. Coserìa-Croce del Farneto-M. Polarino-Bocchigliero, con sovrapposizione delle filladi sulla formazione calcareo-marnoso-arenacea del Lias medio e superiore, e con raddoppiamento dei sedimenti liassici nella zona di Bocchigliero); 2) dislocazioni dell'Eocene medio-superiore che trasporterebbero formazioni cristalline sui sedimenti liassici e questi su quelli cretaceo-eocenici, con spostamenti orizzontali osservabili di almeno 2 km (graniti sul flysch cretaceo-eocenico dei T. Colognati ed Otturi, con miloniti e cataclasiti); 3) dislocazioni plio-quaternarie sotto forma di faglie di distensione dirette WNW-ESE.

Dubois & Glangeaud (1965) osservano all'estremità meridionale della Sila la sovrapposizione di tre unità tettoniche: 1) Unità di Gimigliano, filladica; 2) Unità di Castagna, a gneiss porfiroidi occhiadini (= « scisti bianchi »); 3) Unità dell'alta Sila, a micascisti e gneiss granatiferi mesozonali, passanti verso E ai graniti e più ad E ancora alle filladi di Rossano. Tutte assieme queste formazioni dell'unità dell'alta Sila ricoprirebbero l'unità di Castagna (v. addietro fig. 47). Le strutture risultanti sarebbero dirette NW-SE ed il senso del trasporto sarebbe verso SW, come risulterebbe sia sul terreno che al microscopio.

Per la zona Zagarise-Racise-Miglierina a NW di Catanzaro Bonfiglio (1966) distingue una *unità filladica* data da filladi e scisti bianchi primariamente associati, su cui indipendentemente fra loro si sovrapporrebbero una *unità gneissica* (= formazione kinzigitica) ed una *unità granitica* smembrata in numerosi lembi associati con gli « scisti vari di Pentone ». L'unità filladica non apparirebbe rovesciata, ma solamente sormontata dalle falde gneissica e granitica « da ritenere parautoctone rispetto al Massiccio Centrale della Sila » (ossia in esso radicate esattamente come nel « fungo » di Quitzow, 1935 a, fig. 39).

Dubois (1967 b) vede un'anticlinale ercinica diretta WNW-ESE nelle filladi da Catanzaro a Martirano, con un asse granitico in esse intrusivo da Conflenti a Gimigliano e con ad esso paralleli un asse a serpentine, un asse marmoreo ed un livello microconglomeratico. Si tratterebbe di una struttura parallela a quella ercinica dei Peloritani, che smentirebbe la torsione dell'asse lucano-siculo e disegnerebbe una paleogeografia ad assi NW-SE con passaggio dalle potenti serie mesozoiche appenniniche alle ridotte serie calabresi di Longobucco-Martirano-Tiriolo. La stessa direzione strutturale

verrebbe rimobilizzata in epoca recente con lo sprofondamento della fossa di Catanzaro.

L'età della chiusura della sutura Calabria-Appennino da parte del « fronte africano » di GLANGEAUD (1952 a) e dello « hiatus » di GLANGEAUD (1952 b) vien collocata da DUBOIS (1967 c) in un probabile intervallo fra il Cretaceo superiore ed il Luteziano inferiore in seguito alla datazione eocenica della scaglia di Acri, e viene attribuita a traslazione del Cristallino calabrese verso NW leggibile nelle pieghe dei calcari a microbrecce della zona Malvito-Fagnano Castello. A questa traslazione di almeno 60 km andrebbe addebitato il metamorfismo delle glaucofaniti e dei calcari berriasiani secondo DUBOIS (1967 d; 1967 e).

GRANDJACQUET (1967) vede da M. Alpi fino a Maierà-S. Donato di Ninea-zona di Cetraro una serie di deformazioni con neoformazione di minerali (S1 = NE-SW; S2 = SE-NW; S3 = WE) e con neoformazione di piani di taglio (S4 = WNW-ESE vergenti a SW; S5 = NE-SW vergenti a SE; S6 = NS vergenti sia ad E che a W). Il metamorfismo alpino coinciderebbe essenzialmente con le fasi 1-2 di età compresa fra il Burdigaliano inferiore ed il Burdigaliano superiore, e con le fasi 3-4 di età posteriore all'Elveziano inferiore, espresse nei diversi sovrascorrimenti dei margini settentrionale ed orientale del Cristallino calabrese.

RODA (1967 a) attribuisce al passaggio Pliocene inferiore-Pliocene medio l'età della messa in posto della Falda di Cariati, che avrebbe avuto luogo su di una superficie piana o con solchi debolmente concavi ed allungati in direzione NW-SE, con provenienza all'incirca da E, seguita da faglie quaternarie prevalentemente in direzione NW-SE.

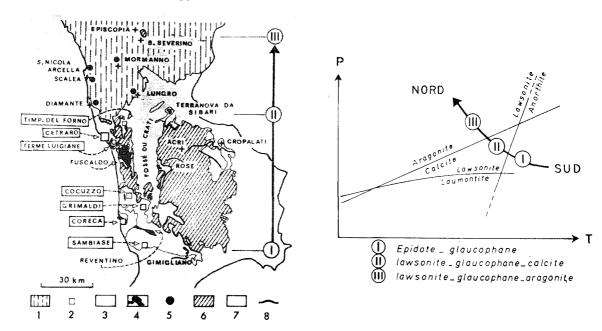



FIG. 217 — Schema strutturale del passaggio Appennini-Calabria e riconoscimento del gradiente termico nella falda delle filladi paleozoiche calabresi secondo DUBOIS (1969 b). 1 - zona appenninica indifferenziata; 2 - finestre appenniniche nella zona calabrese; 3 - filladi paleozoiche e loro copertura titonico-neocomiana, in falda sull'estremità meridionale dell'Appennino; 4 - prasiniti a glaucofane intercalate nelle filladi; 5 - prasiniti in zona appenninica, in resti della falda filladica d'origine calabrese; 6 - graniti e scisti della Sila e della Catena Costiera tettonicamente sovrapposti alla falda filladica; 7 - copertura sedimentaria della zona calabrese; 8 - ricoprimenti. A destra: ricostruzione della successione Sud-Nord delle paragenesi delle prasiniti e dei carbonati della falda filladica.

— Structural scheme of Apennine-Calabria junction area and recognition of thermal gradient in the Paleozoic phyllites nappe of Calabria according to DUBOIS (1969 b). 1 - Apenninic realm, undifferentiated; 2 - Apenninic windows in the Calabrese realm; 3 - Paleozoic phyllites and its Tithonian-Neocomian cover, carried as nappe above the Southern end of Apennine; 4 - glaucophane prasinites embedded in the phyllites; 5 - prasinites in the Apenninic realm, as remnants of the phyllitic nappe of Calabrese origin; 6 - granites and schists of the Sila and the Coastal Chain, tectonically overlying the phyllitic nappe; 7 - sedimentary cover of the Calabrese realm; 8 - overthrusts. Right: reconstitution of the S-N paragenetic sequence of prasinites and carbonates of the phyllitic nappe.

DUBOIS (1969 a) corregge le proprie precedenti conclusioni sull'età alpina del metamorfismo a glaucofane in quanto giunge a correlare le ofioliti e prasiniti della zona Terme Luigiane-Fagnano Castello con quelle di Rose e di Gimigliano, e perciò le vede « con certezza » paleozoiche e sottoposte alle spiliti non metamorfiche associate ai Calcari a Calpionelle dalla Catena Costiera settentrionale

a Spezzano Albanese e a Terranova da Sìbari (v. addietro fig. 51). Da notare nella figura il collegamento paleogeografico fra regione a Clipeine e regione a Calpionelle. Sembra dimenticata qui l'età eocenica delle « filladi inferiori » di Cetraro (BORSI & DUBOIS, 1968), il che consente a DUBOIS (1969 b) di postulare che la presenza di rocce a glaucofane indichi l'estendersi della falda delle filladi paleozoiche calabresi fino a Diamante, Scalea, Mormanno, S. Nicola Arcella, Episcopìa. Viene indicato per le rocce a glaucofane un gradiente metamorfico continuo da Nord a Sud (fig. 217), basato in questo lavoro su dati nettamente insufficienti ma ben confermato da studi successivi.

DUBOIS (1969 c) riconosce che la serie di Gimigliano è giurassica e metamorfica e corrisponde allo schema addietro riportato nella fig. 52, finalmente accettabile a parte il falso problema degli scisti epimetamorfici associati con le ofioliti ed i calcari metamorfici, che gli sembrano poter essere paleozoici ed alloctoni, oppure giurassici e non fondamentalmente alloctoni nella Catena Costiera, ma ben alloctoni nella zona del confine calabro lucano. Inoltre l'autore è condotto « ad ubicare le radici delle falde del Cristallino a Sud della Calabria centrale » e precisamente nella fossa di Catanzaro, per via della chiusura degli scisti bianchi e delle filladi verso N, e per l'aumento della scistosità e del gradiente termico verso S.

DUBOIS (1970) definisce ed inquadra le sue vedute sulla tettonica calabrese, qualificando « la Calabria centrale come una vasta zona di raccorciamento S-N denominata *sutura calabro-appenninica*, dove la regione calabrese ha ricoperto longitudinalmente la regione appenninica prima dell'Oligocene medio (Stampiano) » (fig. 218). La regione appenninica comparirebbe a S della sutura sotto forma delle *finestre appenniniche* (Trias metamorfico di Cetraro, dolomie triassiche, flysch a quarziti, orizzonti a spiliti, a calcari a microbrecce a Calpionelle, a radiolariti, a microconglomerati a quarzo rosa) con un gradiente di metamorfismo alpino a glaucofane da N a S (fig. 219) visibile nell'assenza di lawsonite nelle finestre meridionali della zona Amantea-Gimigliano. La regione calabrese sarebbe suddivisa in tre falde a Cristallino di età ercinica: *falda inferiore* delle filladi con qualche intercalazione di calcare cristallino; *falda intermedia* o di Castagna ad ortogneiss e filladi con la copertura mesozoica tipo Tiriolo; *falda superiore* a gneiss granatifero-sillimanitici attorno ad un asse granitico, con copertura ercinica di filladi e mesozoica tipo Rossano (v. addietro fig. 19).

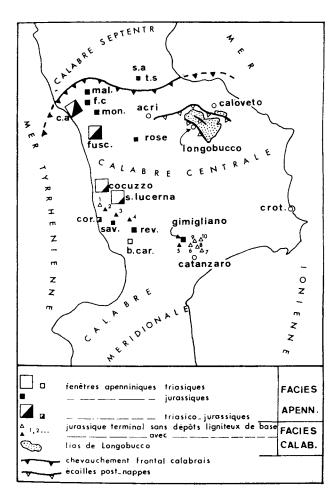



FIG. 218 - Le finestre appenniniche sotto il Paleozoico calabrese e la copertura sedimentaria delle falde calabresi secondo DUBOIS (1970).

— Apenninic windows below the Paleozoic Calabrese terrains, and the sedimentary cover of the Calabrese nappes according to DUBOIS (1970).

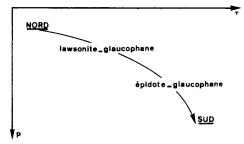



FIG. 219 — Le due subfacies a glaucofane della Calabria nel diagramma pressione-temperatura secondo DUBOIS (1970).

— The two glaucophane-schists subfacies of Calabria in a pressure-temperature diagram according to DUBOIS (1970).

La messa in posto delle falde calabresi sulla regione appenninica sarebbe dovuta essenzialmente alla « fase I di Rose » produttrice di scistosità e di micropieghe orientate prevalentemente WSW-ENE con vergenza NNW e datazione minima ai 48 ± 2 MA di Cetraro (BORSI & DUBOIS, 1968). Ad essa sarebbero dovuti il metamorfismo delle

finestre appenniniche e la scistosità degli ortogneiss della falda intermedia. Le radici delle falde calabresi si situerebbero nella regione dell'attuale fossato di Catanzaro, ed il ricoprimento si estenderebbe per almeno 80 km da questo verso N. La « fase II di Rose » mostrerebbe pieghe, scistosità e lineazione orientate NW-SE con vergenza SW, ed avrebbe interessato le falde messe in posto dalla fase I, ma senza notevoli movimenti. La « fase III » si vedrebbe nelle pieghe decametriche di Cetraro e di Acquaformosa riversate verso N, nelle micropieghe N 60°-70° E del Trias metamorfico fra Cetraro e Bonifati, nella scaglia silana Acri-Caloveto sovrascorsa verso N (fig. 220). La fase I sembrerebbe intraluteziana, la fase III sarebbe postluteziana, tutte e tre le fasi sarebbero ante-stampiane.

FIG. 220 — La falda della Sila e le scaglie frontali tardive secondo DUBOIS (1970). — The Sila nappe and the late frontal overthrust scales according to DUBOIS (1970).

Il quadro paleogeografico preorogenico non avrebbe visto alcun arco, bensì dei limiti paleogeografici E-W fra una regione calabrese generalmente emersa caratterizzata dal Giurassico a Clipeine ed una regione appenninica subsidente caratterizzata dal Giurassico a Calpionelle (v. addietro fig. 18). « La Calabria centrale viene a radicarsi sotto la Calabria meridionale, con buon accostamento all'ipotesi del « fronte africano » di GLANGEAUD (1952), ed il blocco peloritano-calabrese funziona come un blocco a vergenza bilaterale ».

Al di fuori della tettonica dello zoccolo vi sarebbe una tettonica superficiale con falde superficiali, come quelle del bacino di Cropalati (= Complesso Crotonide), quella del flysch a quarziti di Bonifati, ed infine i klippen gneissici di Episcopìa e S. Severino Lucano. Queste falde superficiali peritirreniche « possono avere una certa relazione con la forma dell'arco calabro-siculo ». Su una trasversale EW vengono tagliati elementi sempre più profondi verso W, ma questo sollevamento verso W « non può essere riferito ad un sollevamento miocenico del Tirreno, perché questo è avvenuto prima dell'Oligo-miocene ». « Appare nel quadro d'insieme del Mediterraneo una certa unità di compressioni cretaceo-eoceniche produttrici di strutture EW comprendenti l'infrastruttura cristallina (Pirenei, Alpi interne, sutura calabro-appenninica, NE siciliano) ».

Infine in DUBOIS (1971 a) « l'arco calabro-siciliano presenta un nucleo gneissico occupante la parte concava di esso, una copertura filladica dal lato convesso ed un asse granitoide intermedio che si interrompe a livello dell'Aspromonte » (v. addietro fig. 53). Il tutto viene interpretato come effetto di importanti accumuli anatettici fra un cristallino (gneiss) ed una copertura sedimentaria ercinica (filladi) con retrocessione dei gneiss da associazioni granulitiche ad associazioni kinzigitiche e di queste nella Sila ad anatessiti. Interessante è la disinvolta accettazione dell'arco calabro-siciliano in precedenza deprecato.

Come si è visto addietro, ai frontisti africani si accoda anche DE ROEVER E.W.F. (1972), in un lavoro peraltro di grande utilità dal lato petrografico.

La tettonica recente nei lavori geomorfologici

Molto importante dal punto di vista geologico, e tuttora buon punto di partenza per un'ipotesi di lavoro allo stato attuale delle conoscenze, è la nota di geomorfologia quaternaria della Calabria di GIGNOUX (1909). Essa indica una direzione di ricerca tanto importante ed interessante quanto trascurata in Italia, dove gli studi geomorfologici stanno diventando sempre più puramente geografici e sempre meno applicati alla geologia del Quaternario, alla tettonica attuale ed alla sismologia, e trascurano di fatto anche la geologia applicata alla cosiddetta « protezione idrogeologica » nonostante qualche recente accenno in questa direzione.

L'ipotesi di GIGNOUX parte dalla « opinione generalmente ammessa, che il massiccio cristallino calabro-peloritano sia un resto di un antico continente, oggi in gran parte sprofondato sotto le acque del Mar Tirreno, la Tirrenide, che avrebbe compreso oltre alla Calabria le isole toscane, qualche massiccio cristallino del Preappennino toscano (la « catena metallifera » dei geologi italiani) ed almeno una parte della Corsica e della Sardegna ». Questo resto sarebbe diviso in un certo numero di massicci ben individuati geologicamente e topograficamente: Catena Costiera, Sila, Serre, Capo Vaticano, Aspromonte, Peloritani. La copertura sedimentaria mesozoica e terziaria antica sarebbe rappresentata da resti di erosione disposti lungo il bordo orientale del massiccio, indicando che l'asse del continente antico doveva trovarsi verso W.

La zona dei « pianalti » che raggiungono la quota 1000 costituirebbe il livello di base di un penepiano o superficie topografica antica, tanto meglio conservato quanto più si scende verso S, indicando che l'Aspromonte dovrebbe esser la regione più giovane della Calabria. Sotto questa superficie si hanno i terrazzi, che secondo la maggior parte dei geologi indicherebbero altrettante fasi d'arresto del sollevamento (cinque secondo CORTESE, 1895) e d'erosione marina, e pertanto vengono riferiti dalla Carta Geologica ufficiale al 100.000 al Quaternario marino. Su di essi non si trovano però depositi marini, ed essi apparirebbero come delle porzioni dell'antico penepiano abbassatesi a stadi successivi verso la fossa tirrena di sprofondamento.

Le scarpate fra i terrazzi rappresenterebbero delle scarpate di faglia con tutte le caratteristiche topografiche delle regioni di sprofondamento. « E' ben difficile immaginare che l'erosione marina possa intagliare nel massiccio cristallino delle scarpate rettilinee alte più di 600 m. In realtà l'allineamento di queste pareti ripide su grandi lunghezze suggerisce immediatamente l'idea dell'accidente tettonico ». Altro motivo di carattere tettonico sarebbe la variabilità dell'intervallo di quota fra i terrazzi: « si vede frequentemente la scarpata originarsi entro un pendio uniforme, aumentare gradualmente e

poi venire a fondersi in un altro pendìo uniforme all'altra estremità». Esempio tipico da segnalare «i quattro superbi gradini della costa a 1000, 650, 400 e 150 m fra Nocera Tirinese e Falerna».

Il penepiano a substrato cristallino si sarebbe pertanto dapprima sollevato nel suo insieme come una geanticlinale ad asse coincidente con quello della penisola calabrese, e solo successivamente avrebbe dato luogo a sprofondamenti localizzati nella fossa tirrenica e nelle depressioni longitudinali (Mèsima, Crati), con faglie di sprofondamento soprattutto sul bordo occidentale della geanticlinale, che sul bordo orientale mostrerebbe invece generalmente un fianco uniformemente inclinato verso lo Jonio.

Il livello di base del penepiano sarebbe stato rappresentato dal mare del Pliocene (comprendente il Calabriano), dal quale la penisola calabrese doveva emergere come una regione di colline a morfologia quasi matura, circondate da piane costiere. L'età degli sprofondamenti dovrebbe essere post-pliocenica (= post-calabriana). I limiti degli odierni affioramenti pliocenici e calabriani sarebbero pertanto in gran parte tettonici. Anche nei terremoti attuali «la più gran parte dei guasti si sono prodotti al limite fra i terreni pliocenici e quelli cristallini, ossia sull'ubicazione delle grandi faglie che hanno determinato i graben in cui è ancora conservato il Pliocene. Così, lo sprofondamento della Tirrenide continua sotto i nostri occhi».

L'impianto teorico fissistico, che conferiva importanza esclusiva ai movimenti verticali, emerge sia pur limitatamente al Pliocene e Pleistocene anche nell'opera fondamentale di GIGNOUX (1913), ancor oggi insuperato esempio di metodologia geologica a grande scala. Gli accenni alla tettonica della Calabria vi riprendono il motivo del ciclo sedimentario pliocenico, a base piacenziana con regressione astiana terminante nel riempimento calabriano alla cui sommità corrispondevano nell'Italia meridionale delle piane costiere, con funzione di livello di base dei penepiani erosivi come quello che modella dai 1000 m in sù il Cristallino calabrese. Oggi sappiamo che la trasgressione alla base del ciclo plio-pleistocenico non ha il significato di un normale abbassamento epirogenico, ed abbiamo motivi per pensare che l'allineamento di faglie che dallo stretto di Messina prosegue nella valle del Mèsima abbia carattere largamente trascorrente, almeno dallo Stretto verso SW.

Una serie di successivi lavori geomorfologici riprende il motivo del sollevamento recente, che fa della Calabria una zona di estremo interesse dal punto di vista geologico a titolo forse maggiore che non la sua struttura a falde, pur così decisiva per la conoscenza geodinamica del Mediterraneo.

Dal punto di vista del pubblico interesse è negativo il fatto che simili argomenti siano studiati nella letteratura straniera molto più estesamente che in quella italiana, a conferma del disinteresse degli italiani per la cosa pubblica e della singolare tendenza della nostra geologia e della nostra geografia fisica a procedere separatamente, defilando la seconda fra gli insegnamenti storico-filosofico-letterari.

Lasciando da parte per ora questa non commendevole situazione, si ricorda che fra i lavori in questione WEPFER (1922) dimostra che le gradinate delle coste tirreniche calabresi non derivano da uno sprofondamento verso la Tirrenide come riteneva GIGNOUX, dato che hanno sollevato sedimenti marini fino a 1080 m. Si sarebbe piuttosto creata fra Appennino meridionale e Tirrenide una zona di dislocazione da cui i sedimenti marini sarebbero stati sollevati ad altezze molto differenti ed in parte anche fagliati. Tuttavia i terrazzi sarebbero costituiti soprattutto da zone di abrasione litoranea, e solo in qualche punto si osserverebbe una struttura a gradini di faglia. PHILIPPSON (1925) dedica il suo interesse soprattutto ai terrazzi dell'Italia meridionale, aderendo sia pure con riserve alla teoria di GIGNOUX, ossia all'idea degli sprofondamenti marginali dopo un sollevamento generalizzato. KANTER (1930) respinge invece quest'ipotesi e ritiene che i gradini morfologici delle coste calabresi corrispondano ad altrettante pause di un puro e semplice sollevamento, verificatosi durante tutto il Quaternario con grande omogeneità fino ad un massimo di 1300 m costante dalla Calabria settentrionale all'Aspromonte. I terrazzi sarebbero pertanto esattamente databili in base alla sola quota, e risulterebbero divisi in 6 ordini.

LEMBKE (1931) offre il pregevole rilievo geomorfologico dell'Aspromonte (fig. 221), con ottima integrazione tra le osservazioni morfologiche e la geologia neogenico-pleistocenica, ossia con l'unica impostazione metodologica suscettibile di portare a risultati di carattere scientifico anziché ad accademie descrittive. Egli ritrova la spianata terminale della fine del Calabriano secondo GIGNOUX (1909) e la segue anzitutto sul versante orientale dove essa scende verso il mare, dapprima come superficie di erosione sul Cristallino a 1150-930 m e poi passando a superficie di riempimento sui sedimenti plio-calabriani. Sopra di questi essa stende un deposito di ghiaie litoranee ad elementi cristallini,

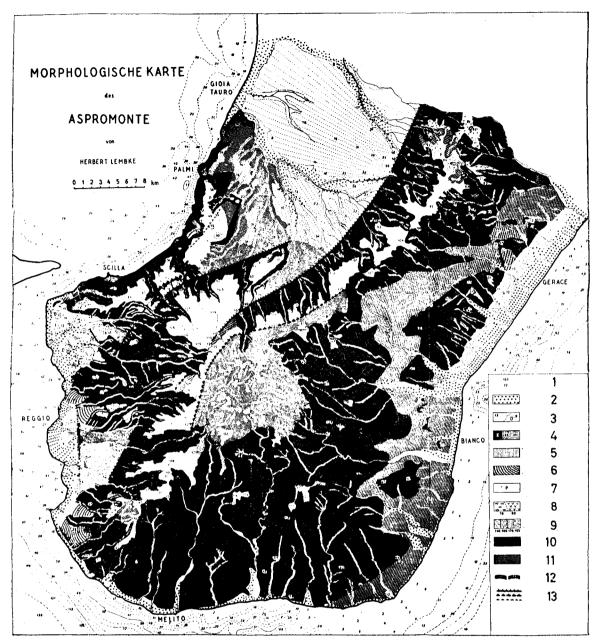



FIG. 221 — Carta morfologica dell'Aspromonte secondo LEMBKE (1931). 1 - isoipse ed isobate in decametri; 2 - piane costiere e fluviali recenti; 3 - piane costiere quaternarie sollevate, terrazzi di accumulo in forma di conoidi fluviali o deltizi (D) con substrato pliocenico; segno tanto più chiaro quanto maggiore la quota; 4 - piane costiere quaternarie sollevate; terrazzi di abrasione, segno tanto più chiaro quanto maggiore la quota; 5 - zolle più elevate che per un certo tempo hanno rappresentato delle piane costiere; 6 - antichi accumuli deltizi sollevati sullo Stretto di Messina; non formano terrazzi; 7 - superficie di spianamento basata sul massimo livello del mare pliocenico e successivamente sollevata a diverse altezze e quindi in parte frammentata (P = reperti di Pliocene marino sulla superficie); 8 - resti di sistemi vallivi incisi entro la superficie pliocenica ma tuttavia pensili sopra le scarpate di faglia e sopra l'incisione valliva più giovane; 9 - spianate nell'Aspromonte centrale, quattro piani; la loro delimitazione nella parte meridionale è stata ottenuta solo dalla cartografia; 10 - rilievo ripido, valli profonde 250-1100 m; 11 - rilievo meno ripido, valli profonde fino a 350 m nell'Aspromonte centrale, fino a 200 m nel Pliocene del versante occidentale; zone di susseguenza nel flysch, e Pliocene fittamente inciso da valli nel versante orientale; 12 - orli frontali delle formazioni mioceniche e plioceniche; 13 - fratture: dall'alto al basso dimostrate geologicamente, dedotte morfologicamente, solamente ipotizzate.

— Morphological map of Aspromonte according to LEMBKE (1931). 1 - Altitude and depth contours in decameters; 2 - Recent coastal and fluviatile plains; 3 - Quaternary uplifted coastal plains, accumulation terraces as fluviatile fans or deltas (D), with Pliocene substratum; signature as lighter as higher the altitude; 4 - Quaternary uplifted coastal plains, abrasion terraces, signature as lighter as higher the altitude; 5 - more uplifted blocks that for a time span acted as coastal plains; 6 - old deltaic accumulations uplifted on the Messina Strait; they do not form terraces; 7 - levelling surface based on highest Pliocene sea level and then uplifted to different heights, thus beconning partly fragmented (P = marine Pliocene findings on the surface); 8 - remnants of valley systems cut into the Pliocene surface, but hanging above fault scarps and above the younger valley cutting; 9 - plains on central Aspromonte, four steps; their delimitation in Southern Aspromonte has been gained only from maps; 10 - steep relief, valleys 250-1100 m deep; 11 - less steep relief, valley deep to 350 m in central Aspromonte, to 200 m in Pliocene terrains of the western slope; subsequency zones in flysch and close valley cutting in Pliocene terrains in the eastern slope; 12 - frontal borders of Miocene and Pliocene formations; 13 - faults from top downward geologically proven, morphologically inferred, only hypothesized.

dagli 800 m di Piano Crasto ai 594 m di M. Trepetiti ai 490-460 m di Gerace Superiore e di lì al mare, dimostrando che vi è stato un sollevamento post-calabriano con flessura della superficie stessa. Anche la rete idrografica mostra questa impostazione antica con le modificazioni susseguenti dovute al sollevamento.

dalla grande scarpata di faglia S. Giorgio Morgeto-Cittanova-S. Cristina d'Aspromonte-Delianuova-Piani d'Aspromonte-Campi di Reggio, forse continua verso SW fino ad Oliveto sopra Péllaro. Al di sopra di questa scarpata si ha un altro gradino di faglia verso SE vicino al crinale dell'Aspromonte da Platì ai Campi di S. Agata, ed al di sotto di essa

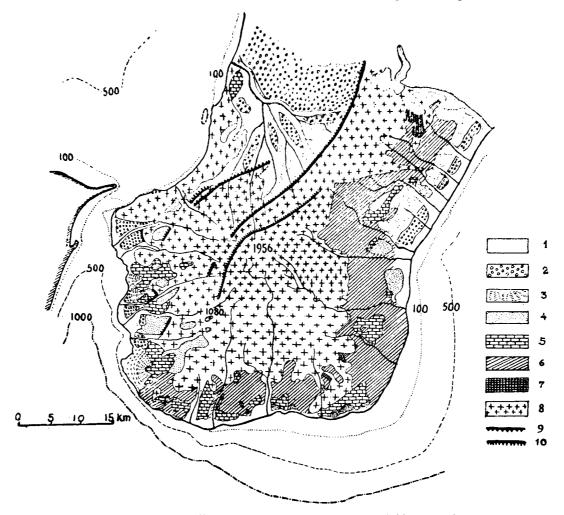



FIG. 222 — Schizzo geologico dell'Aspromonte secondo LEMBKE (1931). 1 - formazioni recenti; 2 - Quaternario, per lo più detrito torrentizio; 3 - accumuli deltizi più antichi sullo Stretto di Messina; 4 - Pliocene; 5 - Miocene ed Oligocene; 6 - Eocene; 7 - Giurassico; 8 - Cristallino; 9 - faglie dimostrate geologicamente; 10 - faglie dedotte morfologicamente.

— Geological schetch of Aspromonte according to LEMBKE (1931). 1 - Recent formations; 2 - Quaternary, mostly torrent detritus; 3 - oldest deltaic accumulations along the Messina Strait; 4 - Pliocene; 5 - Miocene and Oligocene; 6 - Eocene; 7 - Jurassic; 8 - Crystalline rocks; 9 - faults geologically proven; 10 - faults morphologically inferred.

Il versante occidentale dell'Aspromonte mostra invece una struttura completamente diversa in quanto vi predomina un andamento a gradoni di faglia in discesa verso il mare (v. anche fig. 222), che separano altrettante fasce della spianata antica rigettate a quote diverse. Su di esse si accumulano conoidi recenti dovuti all'apporto dei ripidi canaloni scendenti dalle scarpate delle faglie, che risultano pertanto postcalabriane. Tipico l'esteso conoide fra Cittanova e Gioia Tauro che scende un altro gradino a NW verso il mare all'altezza di Calabretto-Cosoleto-Sinòpoli-S. Eufemia di Aspromonte, epicentro dei celebri terremoti del 1783. Queste faglie sono caratterizzate da zone milonitiche di 10-30 m di spessore, spesso con forte dislocazione degli strati calabriani, nonché da scarpate alte da 500-150 m a poche diecine di m. Di questo tipo appare anche la costa Palmi-Scilla, dove una scarpata di 600 m continua con forte pendio sotto il mare per altri 300-500 m. Nelle

spianate frapposte fra queste faglie mancano i depositi litoranei, ed i terreni che le ricoprono appaiono perfettamente correlabili, mostrando di costituire parti di un'unica spianata suddivisa da faglie postcalabriane dovute al sollevamento del versante NW dell'Aspromonte, che scende dai 1956 m del Montalto con tre principali gradini a 1300 m, a 900 m ed a 600 m. L'asimmetria fra il fianco NW fagliato della geanticlinale calabrese ed il fianco SE uniformemente scendente verso il mare si riflette nella forma delle valli scendenti sui due versanti.

Il versante dell'Aspromonte verso lo Stretto di Messina mostra una curiosa mescolanza di forme. Il dosso cristallino Gioia Tauro-Palmi continua verso Scilla e Pezzo, intagliato da terrazzi di abrasione marina di cui i meglio conservati sono a 490, a 400, a 330, a 130 ed a 90 m, e terrazzi più bassi si trovano più a S verso Gàllico-Villa S. Giovanni-Calanna. Sopra Reggio si hanno diverse faglie con direzioni variabili (Calanna, Terreti, Oliveto) e l'abbondanza dell'apporto detritico recente nei conoidi non permette lo sviluppo dei terrazzi marini. Questi ricompaiono più a S fra Péllaro, Capo dell'Armi e Capo Spartivento (140-110 e 90-60 m). Anche le panchine costiere, di poco sollevate sul mare, parlano di sollevamento in atto.

Importanti per Lembke sono le indicazioni della batimetria, perché il sollevamento totale dell'Aspromonte dovette misurare circa 5000 m di cui almeno la metà rimase sotto il livello del mare. Nel fondo di questo si vedono caratteristiche scarpate di faglia, come quella che interrompe verso S il massiccio di Capo Vaticano e quella di Palmi-Bagnara-Scilla con dislivelli di oltre 1000 m, che non possono rappresentare delle falesie di erosione. A 13 km dalla costa si ripete un'altra scarpata sottomarina, che certamente è un altro gradino di faglia.

Importanti lineamenti sottomarini sono i conoidi che non arrivano a trasformarsi in delta per l'eccessiva pendenza del fondo, che da essi risulta addolcita con formazione di piane costiere.

Lembke suggerisce l'estensione del suo studio verso la Calabria settentrionale, soprattutto come ricerca della spianata della fine del Pleistocene inferiore; come rilievo delle grandi faglie che limitano verso W le Serre fra cui le linee Vena di Sopra-Stillitano e Francavilla Angìtola-Curinga; come studio dell'opposta faglia di Vibo Valentia e delle faglie Capo Vaticano-Calimera e Nicòtera-Trappeto Montalto; in una parola del graben del Mèsima. Analogamente andrebbero studiate le grandi faglie che limitano il graben del Crati e specialmente quelle del versante W della Sila, nonché gli interessanti rapporti evolutivi fra le valli del Mucone e del Lese e fra quelle del Savuto e dell'Ampollino, ed infine le parti antiche e quelle recenti di questi bacini. Specialmente la valle del Savuto è suscettibile di dare le più ampie informazioni sul sollevamento postcalabriano, ed occorre studiare la magnifica serie delle spianate fra Amantea e Nicastro che Cortese ha qualificato come terrazzi, ma che sembrano essere dei gradini di faglia.

Dopo il 1931 si salta praticamente a Lucini (1965), che per l'Aspromonte descrive le faglie che hanno suddiviso la spianata della fine del Pleistocene inferiore, con direzioni NE-SW da Delianuova fino a N dei Campi di S. Elia, e da Gambarie fino a S dei Campi di S. Elia, e con minori faglie dirette E-W fra i vari « piani », ossia fra i lembi fagliati della spianata. Si ricava l'impressione che il lavoro corregga in modo significativo qualche dettaglio del rilievo di Lembke (1931), mostrando un più rettilineo andamento delle grandi faglie NE-SW (fig. 223).

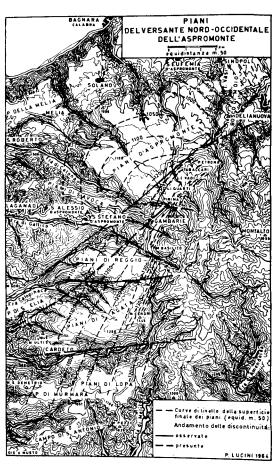



Fig. 223 - Ricostruzione dei piani dell'Aspromonte secondo Lucini (1965).

— Reconstruction of the Aspromonte plains according to Lucini (1965).

BOUSQUET & GUÉRÉMY (1968) studiano la zona del Mèrcure, trovandovi dei dettagli applicabili, in mancanza di dati più specifici, anche al rimanente della Calabria. In particolare essi ritrovano la superficie di spianamento e riempimento villafranchiano, ossia la già ricordata superficie della fine del Pleistocene inferiore, che collega nella Calabria centrale e meridionale le alte superfici centrali del Cristallino con i marginali riempimenti plio-pleistocenici. Si riconoscono dei movimenti di faglie nuove o preesistenti, che si risolvono nei graben a riempimento mediopleistocenico (fig. 224). Probabilmente a questa fase dovranno ascriversi molti eventuali smembramenti della superficie infrapleistocenica fino a dare apparenti sistemi di terrazzi, se futuri studi confermeranno l'ipotesi di GIGNOUX (1909).

FIG. 224 — Le fasi principali della formazione del Bacino del Mèrcure secondo BOUSQUET & GUÉRÉMY (1968).

— Main phases of the Mercure Basin origin according to BOUSQUET & GUÉRÉMY (1968).

Si è ricordato addietro il notevole lavoro geomorfologico di GUÉRÉMY (1972) per la Calabria settentrionale e centrale, che farebbe diventare paleogenica la « spianata fondamentale », dai precedenti autori attribuita alla fine del Pleistocene inferiore. L'attribuzione è basata essenzialmente sull'asserzione che la spianata scende sotto l'Oligomiocene di Tiriolo. Quest'ultima formazione conglomeratica dovrebbe corrispondere al « flysch tardiorogeno calabride » ma non è mai stata studiata e non è sicura la sua connessione con l'unico elemento datato di tutta la questione, ossia col calcare nummulitico di Tiriolo; meno che mai è sicuro che la « spianata fondamentale » scenda con brusco cambiamento d'inclinazione (« flessura ? ») al di sotto della formazione conglomeratica. Si è già accennato alle pecche metodologiche della ricostruzione geologico-morfologica di GUÉRÉMY, e soprattutto all'impossibilità che una « superficie fondamentale » della Calabria sia anteriore alla massima parte del corrugamento a falde, e che si sia potuta

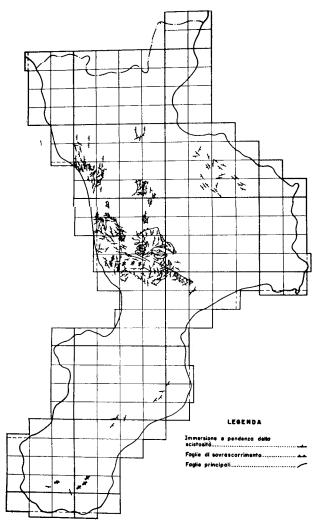



FIG. 225 — Allineamenti strutturali nelle filladi secondo BURTON (1971).

— Structural trends in phyllites according to BURTON (1971).

conservare nonostante l'erosione che ha fornito il detrito cristallino a tutti i depositi lucani, calabresi e siciliani a partire dallo « Oligomiocene » o flysch tardiorogeno calabride in poi. Si è addietro conclusa la discussione critica dell'ipotesi di GUÉRÉMY (1972) con una decisa preferenza per la datazione della « spianata fondamentale » alla fine del Pleistocene inferiore secondo GIGNOUX (1909), in base al chiaro raccordo geometrico fra la « spianata » stessa ed i depositi continentali alla sommità del Calabriano marino.

Concetti tettonici della Carta al 25.000

Per i rilevatori della Carta Geologica al 25.000 BURTON (1971) descrive i seguenti elementi strutturali:

a) *direttrici strutturali nelle filladi* (fig. 225) con chiari orientamenti NW-SE nel foglio Rossano e NE-SW nel versante jonico delle Serre e dell'Aspromonte, ed altrettanto chiaro orientamento NS nei due versanti della valle del Crati. Più disordinato invece l'orientamento della zona Amantea-Nicastro-Catanzaro, ma anche qui si osserva un prevalente passaggio dall'orientamento NS a quello NW-SE, disturbato da « due importanti linee strutturali più giovani, corrispondenti alla zona di Catanzaro ». Una relativamente grande anticlinale presso Gimigliano mostra direzione NS ed immersione assiale verso S;

b) *direttrici strutturali negli scisti biotitici e gneiss* (fig. 226) nelle quali sono chiaramente prevalenti l'orientamento NW-SE della Catena Costiera e della Sila, quello NE-SW delle Serre e quello E-W dell'Aspromonte. Inoltre si rileva un'originaria struttura a volta dell'unità degli scisti biotitici e gneiss al di sopra delle filladi del Gruppo 2 a N della Stretta di Catanzaro: dalla

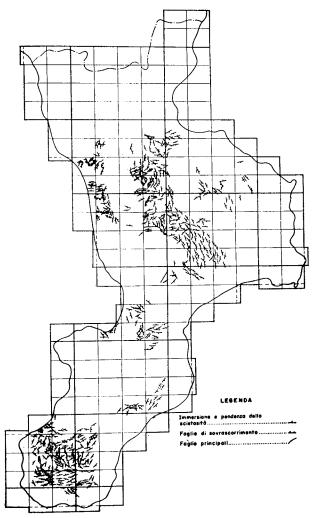



FIG. 226 — Allineamenti strutturali negli scisti biotitici e gneiss secondo BURTON (1971).

— Structural trends in biotite schists and in gneisses according to BURTON (1971).

distribuzione dei sedimenti si nota che in questa struttura si sono formate appena prima della trasgressione mediomiocenica delle ampie flessure regionali, con un'anticlinale NS piuttosto acuta nella Catena Costiera, una sinclinale NS in corrispondenza della valle del Crati, ed una larga anticlinale corrispondente alla Sila: il tutto notevolmente deformato in seguito da faglie più giovani, come quelle marginali del bacino del Crati. Il canale Catanzaro-Nicastro costituirebbe pure una di queste sinclinali, e tutta la Calabria meridionale formerebbe un'unica cupola allungata NE-SW e troncata da direttrici E-W nella stretta di Catanzaro ed al margine S dell'Aspromonte;

c) *direttrici negli scisti e gneiss di origine dinamometamorfica* (= « scisti bianchi ») sostanzialmente conformi a quelli dell'unità precedente e sovrastante (fig. 227);

d) *direttrici nelle formazioni mesozoiche* orientate NW-SE nel Rossanese, NS nella Catena Costiera (M. Cocuzzo), NE-SW a Stilo;

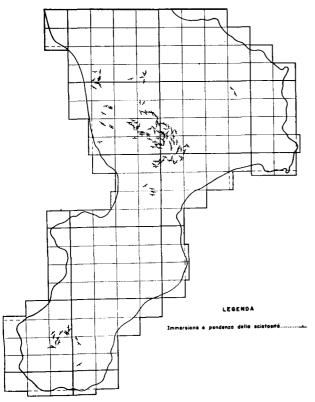
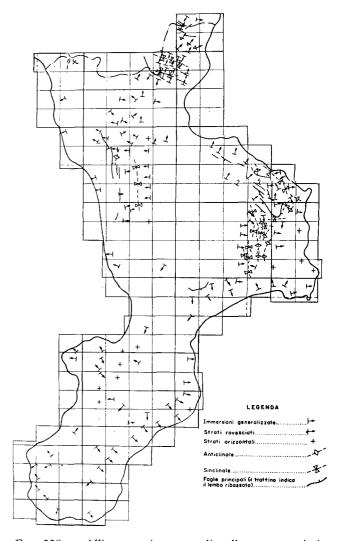
e) *direttrici nelle formazioni mediomioceniche e successive* in generale ad andamento periclinale attorno alla penisola calabra con pendenze tanto minori quanto più giovani sono le formazioni, così documentando l'andamento del sollevamento nel tempo (fig. 228). Si avrebbero aree di complessità strutturale come la struttura di Cariati entro il foglio Rossano (in realtà = Falda di Cariati), come il margine occidentale del Bacino Crotonese a pieghe NS entro il foglio S. Giovanni in Fiore, come la sinclinale diretta NS del Bacino del Crati, iniziata nel Miocene medio e continuata con migrazione assiale verso E nel Pliocene e nel Calabriano;

f) *strutture a falde:* l'unità più bassa sarebbe data dall'insieme delle filladi dei gruppi 2 e 3, dagli scisti del F. Lao e da quelli del T. Frido (ossia dalla Formazione del Frido), e poggerebbe su livelli del Miocene inferiore; seguirebbe al di sopra l'unità degli scisti dinamometamorfici (= « scisti bianchi); ancora al di sopra l'unità degli scisti

FIG. 228 — Allineamenti strutturali nelle rocce terziarie (= Complesso Postorogeno) secondo BURTON (1971).

— Structural trends in Tertiary rocks (= Postorogenic Complex) according to BURTON (1971).

FIG. 227 — Allineamenti strutturali negli scisti e gneiss di origine dinamometamorfica (= scisti bianchi) secondo BURTON (1971).

— Structural trends in dinamometamorphic schists and gneisses (« white schists ») according to BURTON (1971).

biotitici e gneiss (= Falda dell'Aspromonte) insieme con le filladi ed il Mesozoico (e Paleogene) del Rossanese, di Tiriolo ecc. (= Falde di Longi e di Galati) e con il Paleogene e Miocene inferiore della Calabria meridionale (= Flysch tardiorogeno e Complesso Antisicilide); infine un'unità più elevata sarebbe data dai Calcari a Calpionelle ed associate lave basiche (eventualmente insieme con la Formazione del Saraceno di VEZZANI, 1968 b). La falda degli scisti biotitici e gneiss avrebbe le sue radici verso E e sarebbe sovrascorsa verso W (vedi QUITZOW, 1935 a);

g) *zona strutturale Catanzaro-Nicastro* dove le direttrici tettoniche cambiano « come se la Calabria meridionale fosse stata distorta in senso orario con una rotazione di 60°-70° » in età, peraltro dall'autore non motivata, posteriore al Miocene medio e correlabile con le faglie plioceniche della zona.

La sintesi interpretativa finale di BURTON (1971) è articolata in senso cronologico come segue:

a) *era paleozoica*, dove fa seguire al metamorfismo degli scisti biotitici e gneiss la deposizione di sedimenti fliscioidi con lave basiche (fogli Castrovillari, Cetraro, Paola); seguirebbero intrusioni granitiche negli scisti biotitici e gneiss e forse anche nei sedimenti fliscioidi del foglio Paola; seguirebbe il metamorfismo di epizona dei sedimenti fliscioidi (= filladi) e delle intrusioni granitiche (= scisti bianchi); seguirebbe l'intrusione dei plutoni della Sila e delle Serre; seguirebbe quindi l'intrusione di serpentine e gabbri nelle filladi derivate dai sedimenti fliscioidi, con aureole di contatto a scisti epidotici ed a scisti a glaucofaune e lawsonite; seguirebbero infine sollevamento ed erosione;

b) *era mesozoica* con deposizione nella Calabria settentrionale della « facies selcifera » e della « facies di scogliera », nel resto della Calabria della « facies orientale » (= Mesozoico delle Falde di Longi e di Galati), ed ancora nella Calabria settentrionale della « facies di Terranova da Sìbari » (= Calcari a Calpionelle e Formazione del Saraceno) sedimentatasi dal Giurassico superiore fin entro il Terziario;

c) *era terziaria* con generale trasgressione oligo-miocenica; sovrascorrimenti locali della facies selcifera verso N su quella di scogliera; scivolamento gravitativo delle filladi forse da W verso E o da SW verso NE; scorrimento della falda degli « scisti bianchi » da E verso W o da SE verso NW; scorrimento della falda principale di rocce cristalline nelle stesse direzioni; scivolamento della falda delle formazioni a Calpionelle e del Saraceno forse da NW verso SE, oppure insieme con la falda cristallina principale, entro la fine del Miocene inferiore come tutti i movimenti fin qui elencati; deposizione del flysch arenaceo-conglomeratico del bacino settentrionale (prob. = Flysch di Albidona); fase del Miocene medio con flessura regionale ad asse NS della falda cristallina e suo sovrascorrimento sopra l'Eocene di Rossano e sopra i Calcari a Calpionelle del foglio Paola, nonché flessure EW (Sangineto, Catanzaro-Nicastro) ed ESE-WNW (Amantea-Catanzaro, foglio Cittanova); subsidenza e deposizione del Miocene medio-superiore; fagliamento con parafore nei fogli Rossano e S. Giovanni in Fiore; subsidenza pliocenico-calabriana con migrazioni di assi di bacini;

e) *era quaternaria* con sollevamento già iniziato nel Calabriano ed attivo ancor oggi attraverso stasi o pause che determinerebbero i terrazzi e movimenti che determinerebbero inarcamenti dei terrazzi stessi; variazioni eustatiche del livello del mare e trasgressione olocenica postwürmiana, seguita da sintomi di sollevamento che « cominciano ad essere di nuovo manifesti ».

I concetti qui riassunti non sono all'altezza dello stato delle conoscenze alla data di pubblicazione del lavoro (1971), e si giustificano con una stesura di molto precedente (dal testo sembra nel 1963), ma anche per quell'epoca denotano un certo isolamento rispetto a quanto pur era già noto per l'Appennino e la Sicilia (OGNIBEN, 1960; SELLI, 1962 b).

I contributi moderni sulla tettonica della Calabria

Le « moderne vedute » esposte quest'anno all'Accademia dei Lincei dagli specialisti di geologia regionale dell'Appennino hanno visto questi ultimi concordi nel considerare unitaria la fascia corrugata appenninica dalla Liguria alla Sicilia, e nel ritrovarne le continuazioni nell'arco sudalpino-austridico-dinarico da una parte e nella catena cabilo-riffana dall'altra. Ciò rende per ora automaticamente « non moderna » qualsiasi impostazione tipo « fronte africano » ed anche qualsiasi ripartizione della catena fra differenti placche crustali in omaggio ad uno schematismo teorico che in mancanza di evidenze fattuali diventa metafisico.

Per quanto riguarda la Calabria gli unici riferimenti che finora si possono fare allo studio geologico di essa come segmento della fascia corrugata appenninica vanno dagli studi geotettonici dello

scrivente sull'estremità peloritana (Ogniben, 1960) e sull'estremità calabro-lucana (Ogniben, 1969) di essa, alle minori discussioni dell'argomento da parte dello stesso (Ogniben, 1970; 1971; 1972 a), all'esposizione delle evidenze stratigrafiche e tettoniche della Sicilia e Calabria per il Modello Strutturale della Penisola Italiana (Ogniben, 1972 c) e per il convegno « Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino » ai Lincei (Vezzani, 1972 a), ed 1970) ed una carta delle attuali conoscenze sulla Moho (fig. 231, da Giese, 1972). Queste sono rappresentazioni secondo parametri di oggettività molto più largamente riconosciuta di quella che pur è possibile anche coi parametri geologici, quando lo si vuole. Da esse l'evidenza dell'arco lucano-calabro-siculo emerge in forma perentoria, tale da costringere a seguire le unità geotettoniche siciliane e lucane in Calabria lungo quello che

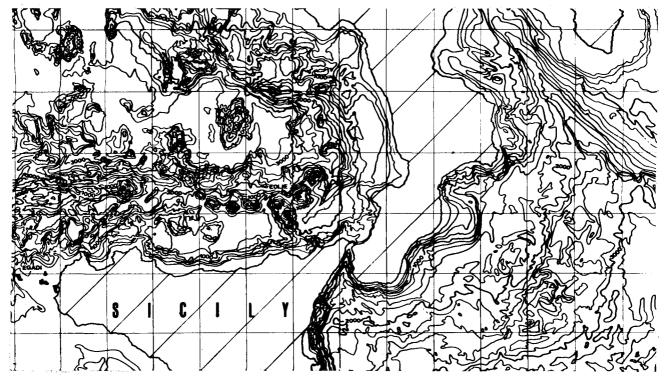



Fig. 229 — Batimetria dell'arco calabro-siciliano secondo Finetti & Morelli (1972).
— Bathymetric map of Calabro-Sicilian arc according to Finetti & Morelli (1972).

infine alla discussione teorica a conclusione dello stesso convegno (Ogniben, 1972 d).

Va aggiunto che il concetto dell'arco calabrese come parte integrante del sistema appenninico di corrugamento geosinclinalico, con tutte le implicazioni temporali e spaziali e di teoria tettonica globale che ciò comporta, è qualche cosa di più di un'ipotesi già dal solo punto di vista stratigrafico e delle strutture geologiche di superficie, come sarà ormai gradatamente divenuto chiaro all'eventuale attento lettore del presente lavoro. Negli ultimi due anni esso è stato per di più reso imperativo da una massa di evidenze procurate dalla geologia marina e dalla geofisica, come appare chiaro qualora si considerino una carta batimetrica delle adiacenze della Calabria (fig. 229, da Finetti & Morelli, 1972), una carta gravimetrica specialmente del versante tirreno (fig. 230, da Morelli, risulta essere un asse di sollevamento isostatico, e perciò di accumulo sialico, e perciò di corrugamento geosinclinalico.

Batimetria, gravimetria, morfologia e geologia del Tirreno interessano in modo particolare la Calabria. Per quanto riguarda le evidenze geofisiche si dispone specialmente dell'esposizione e della serie di carte di Morelli (1970). Vengono segnalati fra l'altro: il bacino sedimentario recente dell'offshore tirreno della Calabria, potente forse sui 7.000 m; la grande anomalia positiva sulla costa fra Cetraro e Vibo Valentia (fig. 232) e quella del Messinese, correlate con le radici calabridi; l'assenza di anomalie magnetiche sulla ruga dell'offshore nordcalabrese a testimoniare un'origine indipendente da fenomeni magmatici (e pertanto probabilmente solo per fenomeni di faglia); la sismicità subcrustale del Tirreno meridionale. La discus-

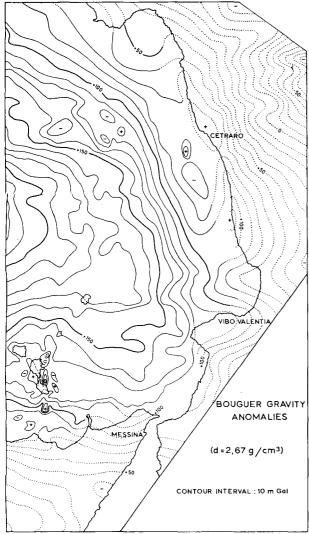



FIG. 230 — Anomalie di BOUGUER sul lato interno dell'arco calabro-siculo secondo MORELLI (1970).

— BOUGUER anomalies on the internal side of the Calabro-Sicilian arc according to MORELLI (1970).

sione di questo punto mette in evidenza la connessione della zona sismica col vulcanismo di superficie, la netta lacuna fra gli ipocentri fino a 100 km di profondità e quelli da 220 a 350 km, e l'isolamento dell'ipocentro a circa 450 km; la rappresentazione di una fascia di BENIOFF scendente verso WNW a partire all'incirca dal lato jonico della Calabria urta contro queste discontinuità ed anche contro il fatto che non è stata trovata alcuna ruga oceanica nell'Jonio. Pertanto MORELLI è disposto ad ammettere che nel mantello del basso Tirreno esista una « zona anomala » coinvolta in processi tettonici da collegare col presente campo di sollecitazioni nel Mediterraneo (fig. 233) secondo RITSEMA (1969), ed eventualmente con un sollevamento di materiale dal mantello superiore secondo un'area pressoché equidimensionale (e cioè non secondo una ruga allungata di tipo oceanico).

In conclusione, il Tirreno mostrerebbe delle zone marginali con grandi spessori di sedimenti, specialmente recenti, ed una zona centrale ridotta allo stato di crosta quasi-oceanica da fenomeni di erosione e denudamento tettonico che ne avrebbero asportato la crosta sedimentaria e sialica prima esistente, riversandola sull'attuale fascia corrugata appenninica.

Le conoscenze recentemente acquisite sulla geologia marina del Tirreno vengono riassunte e discusse specialmente da SELLI (1970), ed interessano da vicino la geologia della Calabria. Importante anzittutto la netta articolazione morfologica del Tirreno (fig. 234) con: la *piattaforma continentale* (pendenza media 39', profondità media all'orlo 129 m) ridotta a lembi isolati o mancante lungo la Calabria; la *scarpata superiore* (pendenza media 3°30', profondità da 0-220 a 400-2200) solcata da profondi canyons davanti a Vibo Valentia ed a Palmi; i *bacini e terrazze peritirrenici* pianeggianti o depressi, di cui interessano qui specialmente il bacino di Paola ed il bacino di Gioia (da 500 a 1000 m di profondità, v. fig. 235 da MORELLI, 1970); i *monti peritirrenici* come le emergenti Isole Eolie ed i sommersi M. Lametino, M. Enotrio e M. Palinuro; la *scarpata inferiore* (pendenza media 3° 11', profondità da 200-2400 a 2200-3400) molto irregolare, con pochi grandi canyons come quello

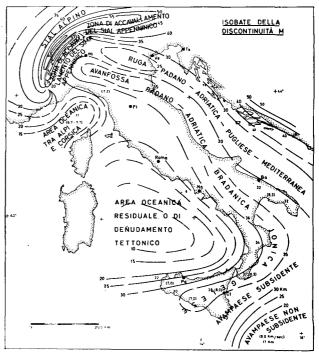



FIG. 231 — Isobate della discontinuità MOHO secondo GIESE (1972) e relativi significati secondo OGNIBEN (1972 c).

— MOHO discontinuity isobathes according to GIESE (1972) and related significations according to OGNIBEN (1972 c).

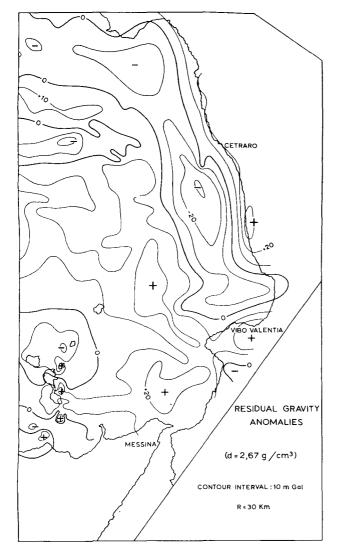



FIG. 232 — Anomalie gravitative residuali sul lato interno dell'arco calabro-siculo secondo MORELLI (1970).

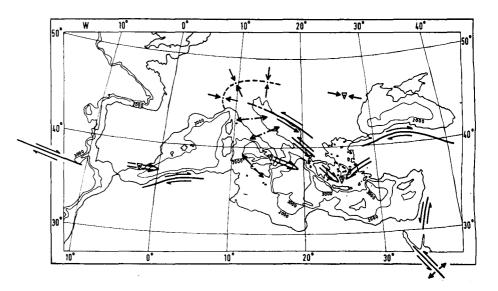
— Residual gravity anomalies on the internal side of Calabro-Sicilian arc according to MORELLI (1970).

di Strómboli; la *piana batiale* con pendenze concentriche debolissime (non superiori a 30-40') verso il M. Vavilov, limite superiore medio a 3110 m, profondità media 3184 m, massima 3620 m; i *monti centro-tirrenici* che si elevano in numero di otto dalla piana batiale, allungati all'incirca N 10°-20° E, con altezze fino a 2900 m nel M. Marsili lungo oltre 50 km, tutti con fianchi ripidi e tormentati inclinati normalmente oltre i 10°.

Lo studio dei sedimenti del fondo dà motivo all'interessante discussione del problema dell'interazione fra movimenti glacioeustatici e reazioni isostatiche, da cui SELLI conclude per una variazione della linea di riva di 130 m, per un'oscillazione effettiva del livello marino di 90-105 m, e per uno sprofondamento tettonico al minimo di 250 m a partire dalla glaciazione rissiana o würmiana ad oggi.

I monti centro-tirrenici « corrispondono ad enormi creste laviche a base ellittica impiantate su grandi faglie crostali » e prive di cratere. I monti peritirrenici sono invece di natura e composizione varia: vulcanici sono oltre alle Isole Eolie anche il M. Palinuro ed il M. Lametino, per tenerci all'offshore calabrese. La scarpata continentale mostra estesi affioramenti rocciosi prequaternari, come del resto tutti i monti sottomarini. La coltre di sedimenti quaternari e forse neogenici si ispessisce nella piana batiale e nei bacini peritirrenici, con 600-700 m ad E e 100-700 m a S ed a SW del M. Marsili. I bacini peritirrenici sono « dei bacini subsidenti con intensa sedimentazione terrigena e vulcanica tuttora in atto, in quanto alimentati dai numerosi canyons che scendono dalla scarpata continentale superiore. L'inizio della loro subsidenza risale

FIG. 233 — Il campo di sollecitazione sismo-tettonico nel Mediterraneo secondo RITSEMA (1969).

— Seismo-tectonic stress field in Mediterranean area according to RITSEMA (1969).

forse al Pliocene medio e in certi casi al Miocene ».

Uno schema strutturale preliminare del Tirreno (fig. 236) mostra molto chiaramente la distinzione fra l'arco dell'Appennino meridionale ed il retroterra tirrenico. Quest'ultimo è caratterizzato dalle direttrici NS (*direttrici tirreniche*), che delimitano « una grande *area sardo-corso-tirrenica* che

FIG. 234 — Schema morfologico del Tirreno secondo SELLI (1970).
— Morphological scheme of Tyrrhenian Sea according to SELLI (1970).

comprende, oltre alle due isole e la loro scarpata continentale, la piana batiale e gran parte del Tirreno settentrionale ». Risulta evidente « l'assoluta indipendenza tettonica di gran parte dell'area tirrenica rispetto alla catena appenninica ». Dal Pliocene ad oggi l'area stessa sembra essersi trovata in regime di distensione E-W « con allontanamento del sistema sardo-corso dalla penisola italiana ».

Il *limite tra Appennino e suo retroterra* corrisponderebbe all'incirca alla base della scarpata inferiore sicula, calabra e campana e di quella superiore laziale e toscana. In queste zone appenniniche sottomarine si osservano: le direttrici NE-SW (*direttrici tunisine*) fra Sicilia e Sardegna, e più isolatamente sulla scarpata campana e calabra dove rappresenterebbero piuttosto delle faglie trasversali appenniniche; le direttrici E-W (*direttrici sicule*) molto diffuse nelle scarpate della Sicilia e dell'Italia meridionale (M. Palinuro ed altri), ed in terraferma nella Sicilia settentrionale, in Calabria (istmo di Catanzaro, M. Pollino) e nell'Appennino a S della congiungente Formia-Vasto, sotto forma di faglie verticali e trascorrenti in parte tuttora attive in base ad evidenze di sismicità (Gargano, Sannio, Irpinia, Calabria), con brusco incrocio rispetto alle direttrici tunisine a NW del

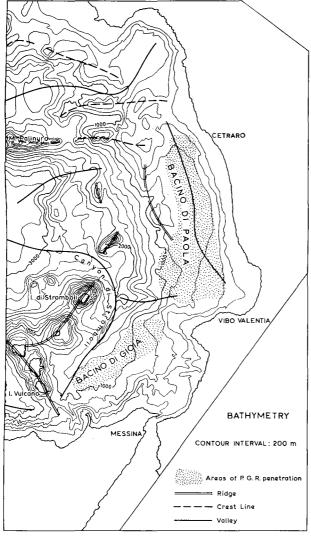



FIG. 235 — I bacini peritirrenici di Paola e di Gioia da MORELLI (1970).

— Paola and Gioia perityrrhenian basins from MORELLI (1970).

Canale di Sicilia (ma dallo schema l'incrocio appare fra direttrici tunisine e direttrici appenniniche, e nella Sicilia centrale queste coesistono ampiamente); le direttrici NW-SE (*direttrici appenniniche*) della scarpata toscana e laziale ed anche qua e là più a S fino alle Eolie.

L'anomalia gravimetrica positiva del Tirreno centrale è una delle più grandi del mondo (+ 250 mgal nella BOUGUER) e sembra dovuta alla piccola profondità della Moho. In base agli incompleti dati disponibili si può ritenere che la crosta tirrenica sia di tipo intermedio ma prossimo alla crosta oceanica tipica (fig. 237).

SELLI conclude preferendo l'ipotesi che il Tirreno sia un'antica area continentale in via di oceanizzazione, in base alle enormi effusioni basaltiche plio-pleistoceniche centro-tirreniche ed in base alla probabile continuazione del sial ercinico della Sardegna e dei Peloritani anche nel Tirreno centrale con spessori estremamente ridotti dall'erosione che ha alimentato i flysch circumtirrenici (ma non fa tuttavia menzione della denudazione tettonica, che risulta invece ben documentata dai ricoprimenti appenninici).

Maggiori dettagli geologici sul Tirreno sono forniti da SELLI & FABBRI (1971) in base a ricerche eseguite in quattro aree particolari tra cui il bacino di Gioia al largo dello Stretto di Messina. Mediante rilievo con lo sparker e mediante dragaggi sono stati distinte tre unità come segue dall'alto in basso (fig. 238):

Unità A con molti orizzonti riflettenti continui ed indisturbati su grandi estensioni, con potenze fino a massimi di 1100 m. Le campionature hanno mostrato argille marnose azzurre, argille sabbiose e sabbie argillose gialle, appartenenti alle zone a *Globorotalia crassaformis*, a *G. inflata*, a *Globigerina pachyderma*, ossia al Pliocene medio, al Pliocene superiore ed al Pleistocene inferiore;

Unità B con riflessioni sempre meno chiare verso il basso, con pieghe e faglie sempre più accentuate verso il basso, ricoperta in discordanza dall'unità A, con potenze da 0 a 900 m, divisa in unità B_1 forse riferibile al Miocene inferiore e medio, in orizzonti fortemente riflettenti *y* probabilmente corrispondenti alle evaporiti della base del Messiniano, in unità B_2 riferibile al Messiniano alto ed al Pliocene inferiore in facies di Trubi, come risulta dalle campionature che mostrano asso-

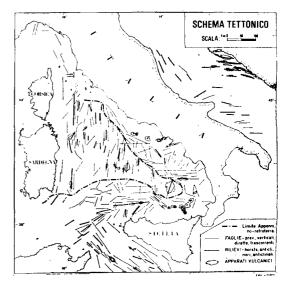



FIG. 236 — Schema tettonico del Tirreno secondo SELLI (1970).

— Tectonic scheme of Tyrrhenian Sea according to SELLI (1970).

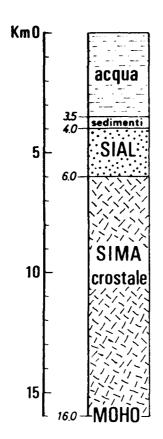



FIG. 237 — Schema della crosta terrestre nella piana batiale del Mar Tirreno secondo SELLI (1970).

— Scheme of the crust in bathyal plain of Tyrrhenian Sea according to SELLI (1970).

conglomerato basale di trasgressione del Pliocene medio, dal Monte delle Baronìe dove sono stati identificati il Verrucano ed il Pliocene medio, nonché faune « fredde » a molluschi ubicate a 525-600 m di profondità e perciò sprofondate di almeno 254 m.

Le conclusioni di SELLI & FABBRI sono che durante il Pliocene medio l'area tirrena era largamente emersa a guisa di arcipelago, e che durante quest'epoca ha avuto inizio lo sprofondamento denunciato dalla discordanza mediopliocenica, che si ritrova anche in terraferma. Lo sprofondamento ha raggiunto massimi di 4500 m in 4,7-3,9 MA, e pertanto ha avuto una velocità media di 1-1,1 mm/anno, confrontabile con la velocità di subsidenza della Pianura Padana. Esso è stato accompagnato da distensione EW espressa da faglie NS nella piana batiale con ascesa di magmi basaltici dal mantello, e da faglie concentriche nella scarpata continentale con ascesa dei magmi anatettici od ibridi, raramente basaltici, del vulcanismo circumtirrenico (Toscana, Lazio, Isole Pontine, Campania, Isole Eolie). L'unità B ha mostrato orizzonti infra-

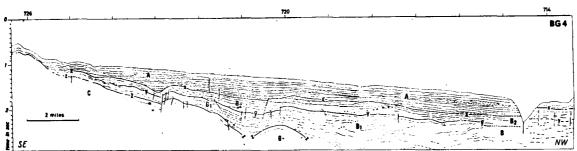



FIG. 238 — Interpretazione geologica di profilo sismico attraverso il Bacino di Gioia ed il Canyon di Strómboli secondo SELLI & FABBRI (1971). A - successione continua dal Pliocene medio alto al presente (x – x: trasgressione e discordanza del Pliocene medio); B_2 - successione del Messiniano superiore, Pliocene inferiore e Pliocene medio basso (y – y: probabile sommità dei gessi); B_1 - successione del Miocene inferiore e medio (z – z: probabile trasgressione e discordanza del Miocene inferiore); C - basamento premiocenico.

— Geological interpretation of a seismic profile across the Gioia Basin and the Stromboli Canyon according to SELLI & FABBRI (1971). A - continuous sequence from uppermost Middle Pliocene to present time (x – x: Middle Pliocene nonconformity and transgression); B_2 - Upper Messinian, Lower Pliocene and lowermost Middle Pliocene sequence (y – y: likely top of gypsum formation); B_1 - Lower and Middle Miocene sequence (z – z: likely Lower Miocene nonconformity and transgression); C - pre-Miocene basement.

ciazioni dell'infrapliocenica zona a *Globorotalia margaritae* e della basso-mediopliocenica zona a *Globorotalia aemiliana;*

Unità C, ossia il substrato acustico, « probabilmente rappresentante il basamento ».

Le campionature sono ottenute principalmente dal canyon di Strómboli, che erode il bacino di Gioia fino a mettere allo scoperto i Trubi (v. addietro fig. 238), dal canyon di Orosei che erode il bacino di Sardegna fino a mettere allo scoperto il pliocenici nella sua parte superiore, ed al di sotto di essi dovrebbe essere correlabile con le successioni calabro-sicule; pertanto la sua base dovrebbe secondo gli autori corrispondere alla trasgressione del Miocene inferiore, ben nota nell'Italia meridionale. Fra il Miocene inferiore ed il Pliocene medio ha avuto luogo l'orogenesi appenninica, e questo può aver causato gli assottigliamenti e discontinuità dell'unità B attraverso fenomeni di denudamento tettonico espressi dai ricoprimenti.

Su questo punto gli autori non tengono conto che le successioni calabro-sicule che iniziano verso l'alto col Pliocene inferiore vanno a terminare verso il basso entro il Miocene medio, con livelli prossimi alla base del Tortoniano trasgressivi sull'edificio a falde della catena corrugata, entro il quale è invece compreso anche il Miocene inferiore della ben nota trasgressione dell'Italia meridionale.

labria (v. addietro fig. 229). Il Tirreno viene caratterizzato come « area a sottile copertura di sedimenti dal Miocene superiore al Quaternario ». Il Plio-Pleistocene vien messo in evidenza da buone riflessioni ed è estremamente sottile. Al di sotto di esso un altro sottile intervallo ben riflettente caratterizza gli orizzonti evaporitici messiniani.

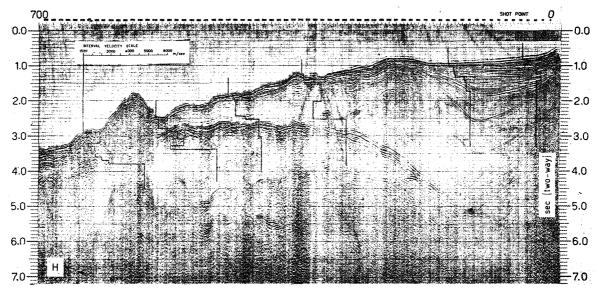



FIG. 239 — Profilo sismico attraverso il bacino di Paola secondo FINETTI & MORELLI (1972).
— Seismic profile across the Paola Basin according to FINETTI & MORELLI (1972).

Sembra pertanto molto più verosimile che la base dell'unità B debba corrispondere alla trasgressione del Complesso Postorogeno del presente lavoro, la quale in terraferma e fino al limite con l'area sardo-corso-tirrenica di SELLI (1970) avrebbe avuto luogo sulle falde di ricoprimento, mentre entro l'area sunnominata ricoprirebbe il substrato del denudamento tettonico, costituito da crosta oceanica con eventuali resti di crosta sialica antica.

Recentemente si è reso finalmente disponibile a cura di FINETTI & MORELLI (1972) uno studio comprendente anche l'esplorazione sismica dello Jonio, tale da apportare dati della massima importanza e perfettamente consistenti con le evidenze geologiche di terraferma, la qual cosa per il Mediterraneo orientale si verifica per la prima volta in tutta la recente fioritura di studi globaltettonici. Si completa così la conoscenza della Calabria anche nell'offshore jonico finora trascurato.

Lo studio è molto dettagliato anche per quanto riguarda il Tirreno, mentre i profili sismici sono meno fitti nel Mare di Alboràn, nel Mar delle Baleari e nell'Adriatico, che non interessano direttamente il presente lavoro. La nuova carta batimetrica è qui riprodotta per le adiacenze della Ca-

In campioni dragati è stato riconosciuto anche il Tortoniano. Anche nel Tirreno si notano *domi salini* supramiocenici, più limitati che nel Mediterraneo occidentale vero e proprio. Importanti i *bacini peritirrenici*, che raggiungono talora elevati spessori di sedimenti riflettenti, ossia supramiocenici, pliocenici e pleistocenici. Tipico e particolarmente interessante per la Calabria il *bacino di Paola* (fig. 239) dove l'insieme di questi orizzonti appare scendere fin verso i 5-6.000 m di spessore complessivo, il che significa con molta probabilità oltre 7.000 m complessivi assieme col sottostante Tortoniano, ossia nell'insieme di tutto il Complesso Postorogeno. Comune a tutti i bacini peritirrenici è l'accentuato sprofondamento dal Miocene superiore a tutto il Quaternario con evidenza che il fenomeno è tutt'ora in atto e con la conseguenza strutturale delle numerose faglie dirette degradanti in tutto il margine circumtirrenico verso l'area centro-tirrenica. Questa corrisponde alla *piana batiale* caratterizzata da sottilissima copertura tabulare plio-pleistocenica al di sopra delle evaporiti o del basamento cristallino affetto da fratture verticali attraverso le quali si sono formati i grandi corpi vulcanici sottomarini dei monti Vavilov,

Magnaghi, Marsili ecc. Il Tirreno « è il più povero bacino sedimentario di tutto il Mediterraneo » (e ciò allo scrivente del presente lavoro sembra significare che esso ha costituito il retropaese del corrugamento appenninico, subendo in epoca mediomiocenica il denudamento tettonico che ha permesso il trasporto delle falde di ricoprimento toscanidi, panormidi, sicilidi, liguridi e calabridi verso le attuali aree circumtirrenico-appenniniche).

Il Canale di Sicilia, lo Jonio occidentale ed il Golfo Sirtico vengono invece caratterizzati come « aree a sottile copertura plio-pleistocenica e potenti orizzonti riflettenti dal Miocene al Mesozoico ». La copertura plio-pleistocenica è spesso assente nel Canale di Sicilia, e verso NW questo succede anche per il Terziario mentre il Mesozoico si assottiglia ed affiora sul fondo marino. Nello Jonio occidentale sotto la sottile copertura plio-pleistocenica è presente dovunque l'orizzonte evaporitico, con potenza minore e meno frequenti strutture diapiriche che nel Mediterraneo occidentale. Nella piana batiale fra il Golfo della Sirte e lo Stretto di Messina vengono riportate profondità del fondo marino oltre i 4000 m, con una serie di grandi faglie supramiocenico-quaternarie od attuali che conseguenze della reciproca deriva dei blocchi sialici africano ed europeo.

A parte la diversa profondità, Canale di Sicilia e Mare Jonio mostrano costituzione molto simile, con grandi potenze di sedimenti (300-310 m di Plio-Pleistocene, 4640-6110 m di Terziario, 4740-5550 m di Mesozoico ed oltre, con riflessioni fino ad oltre 14 km di profondità nello Jonio ed Adriatico), con formazioni terziarie e mesozoiche ad alta velocità sismica, ossia carbonati e dolomie che indicano sedimentazione di soglia.

Per gli autori risulta « sorprendente ed impressionante » questa dimostrazione di inesistenza della crosta oceanica postulata da alcuni per il Mare Jonio, e ne traggono la conclusione che « rimane provato che la placca africana si estende verso N sul Canale di Sicilia e sul Mare Jonio fino ad includere la Sicilia meridionale ed il bordo meridionale dell'arco calabro ». Lo sprofondamento jonico risulta « relativamente recente e probabilmente ancora in atto a giudicare dall'ispessimento dell'intervallo plio-pleistocenico verso il margine, in corrispondenza del quale il bacino sta ancora sprofondando ».

Lo scrivente del presente lavoro sottoscrive vo-

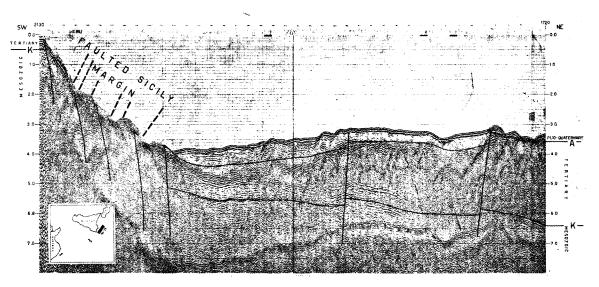



FIG. 240 — Profilo sismico attraverso il margine fagliato della Sicilia ad E di Capo Passero secondo FINETTI & MORELLI (1972). Le linee tratteggiate indicanti possibili faglie di compressione sono aggiunte dallo scrivente del presente lavoro.

— Seismic profile across the faulted margin of Sicily East of Cape Passero according to FINETTI & MORELLI (1970). Hatched lines representing possible compression faults are added by the present writer.

abbassano il lato jonico rispetto al Canale di Sicilia. Gli autori ritengono che si tratti di faglie verticali o subverticali dirette; lo scrivente del presente lavoro ritiene tuttavia che sia il caso di indagare se non si tratti invece di faglie inverse di compressione (v. fig. 240), ben plausibili se si pensa alle lentieri queste conclusioni degli autori, estendendole però fino alla Sicilia settentrionale ed al bordo W dell'arco calabro e completandole col ricordare, secondo l'evidenza geologica di superficie, che la fascia riffano-cabilo-siculo-calabro-appenninica fa appunto parte di un corrugamento di carattere

marginale rispetto ad un blocco sialico gondwanico (OGNIBEN, 1969) e precisamente della parte africana di esso blocco, e che pertanto sarebbe stato « sorprendente ed impressionante » se si fosse avuta una struttura crustale di tipo oceanico nello Jonio, come sarebbe del resto altrettanto sorprendente per tutto il Mediterraneo orientale, dato che il corrugamento di tipo marginale continua attraverso le successione sedimentaria, con minori potenze specialmente per quanto riguarda il Terziario. Molto suggestivo appare il quadro del top del Mesozoico (fig. 242), dove si legge un buon allineamento della Ruga Mediterranea (« che non appare essere una ruga ») con l'avampaese autoctono pugliese e non con le strutture orogeniche calabresi, nonché un suo collegamento attraverso le strutture positive a

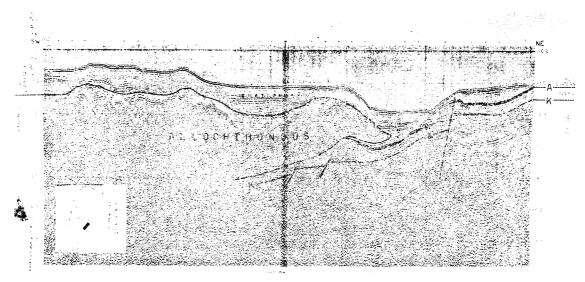



FIG. 241 — Profilo sismico nel Golfo di Taranto secondo FINETTI & MORELLI (1972).
— Seismic profile in the Gulf of Taranto according to FINETTI & MORELLI (1972).

Alpi Meridionali e le Austridi nelle Dinaridi, Ellenidi e Tauridi, continuando a delimitare verso N il blocco sialico gondwanico in modo fisicamente consistente e non cancellabile da considerazioni globaltettoniche non sostenute da evidenze di consistenza ancora maggiore.

Il quadro di FINETTI & MORELLI (1972) viene brillantemente completato dalla scoperta che nel Golfo di Taranto continua sotto il mare la falda postorogena della Fossa Bradànica (Falda di Metaponto, OGNIBEN, 1969), e che questa « condizione tipica dell'intero Appennino, con l'alloctono che termina sul lato occidentale dell'autoctona struttura pugliese, è più o meno la stessa lungo tutto l'arco calabro » (fig. 241). Infatti la stessa struttura ricompare in Sicilia da Catania a Gela (Falda di Gela, OGNIBEN, 1960; 1969) e con ciò viene aggiunto da FINETTI & MORELLI un altro anello alla catena di evidenze che dimostrano la continuità della catena appenninica dal margine padano a quello adriatico a quello jonico al Canale di Sicilia, e di qui verso W.

Il quadro degli autori viene esteso, sia pure con meno buona risposta sismica, anche allo Jonio orientale dove risulta confermato lo stesso tipo di Sud del bacino jonico con le strutture positive dell'Atlante. Il bacino jonico appare delimitato da faglie verso la Grecia come verso la piattaforma della Sicilia meridionale e di Medina: questo bacino di sprofondamento in piena area di compressione fra Africa ed Europa sembra degno di essere esaminato più a fondo, perché potrebbe esser delimitato da strutture di compressione, quali potrebbero rivelarsi anche le faglie della scarpata della Sicilia orientale-Medina e quelle fra il Peloponneso e l'alto pugliese.

Dopo le summenzionate brillanti conferme geofisiche all'evidenza geologica della continuità della catena marginale nordafricano-appenninica, FINETTI & MORELLI (1972) giungono ad alcune conclusioni non consistenti con l'informazione geologica, ma piuttosto con un frettoloso meccanismo di tettonica a placche. Non è infatti chiaro come « la parte settentrionale oceanica della placca africana fosse soggetta a subduzione sotto Ellenidi e Tauridi », se queste rappresentano catene marginali rispetto alla placca stessa, e quindi in posizione meridionale rispetto ad originari fondi oceanici in subduzione al di sotto della placca africana, secondo lo schema degli orogeni pacifici. Si capisce

bene che « non sono chiare le condizioni strutturali al limite fra placca adriatica e placca africana », dal momento che non sono note evidenze dell'esistenza di tale limite, ma al contrario fra le due pretese placche sono note esclusivamente evidenze di continuità delle varie strutture geologiche fino a quelle di età quaternaria. Non si capisce dove stiano, nei bei quadri batimetrici, sismici e strutturali di FINETTI & MORELLI le evidenze di una zona di « subduzione della placca africana sotto il margine meridionale dell'arco calabro ». Non si capisce come faccia « fra il Canale di Sicilia e Gibilterra » la sialica placca africana a probabilmente infilarsi sotto l'oceanica placca mediterranea, malgrado la differenza di peso. Non si capisce come la sialica placca adriatica possa essersi « consumata lungo i suoi margini » quando questi sono costituiti da catene marginali ofiolitifere a vergenza centripeta, e cioè secondo il modello attualistico provenienti da fondi oceanici in subduzione che si estendevano attorno alla cosiddetta « placca adriatica » tranne che verso SE, dove appunto lo studio di FINETTI & MORELLI mostra che essa si continua nel blocco sialico africano.

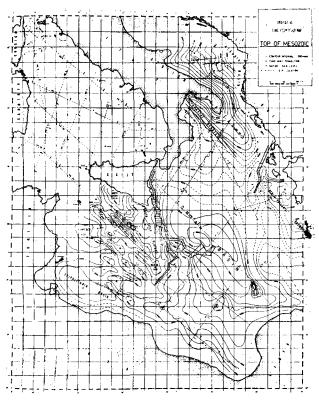



FIG. 242 — Isocrone della sommità del Mesozoico (da profili sismici in millisecondi a doppio tragitto) secondo FINETTI & MORELLI (1972).

— Top of Mesozoic time-contours (from seismical profiles, in milliseconds of two way traveltime) according to FINETTI & MORELLI (1972).

Convincenti risultano invece le conclusioni: 1) che le complesse evidenze sismologiche del Tirreno e dell'Egeo sembrano dire che « dopo la subduzione della crosta oceanica lungo i margini continentali e la successiva collisione dei continenti europeo ed africano non si ha più vera subduzione, bensì fenomeni tettonici più complessi e di altro tipo »; 2) che « Mediterraneo orientale, Mare Jonio, Mare Adriatico e Canale di Sicilia consistono interamente di spesse placche continentali » (più esatto sarebbe parlare di spessa crosta continentale) « affette in qualche caso (Mediterraneo orientale e Mare Jonio) da cospicui sprofondamenti »; 3) che gli sprofondamenti (perché « collassi »?) verificatisi nel Tirreno e nello Jonio dal Miocene superiore ad oggi, con sistemi di faglie verticali o subverticali, costituiscono « una reazione geodinamica interpretabile come aggiustamento isostatico dopo la fase orogenetica ».

Fasi tettoniche premesozoiche

Il primo discorso abbastanza esplicito sulla tettonica premesozoica è quello di QUITZOW (1935 a), che vede una fase plicativa ercinica collegata con l'intrusione dei grandi plutoni calabresi, dato che questi mostrano passaggi graduali verso i gneiss granatiferi e questi a loro volta verso gli « scisti bianchi » o scisti sericitici, fra i quali si può pensare che la frettolosa ricognizione di QUITZOW comprendesse anche termini di gneiss occhiadini e di migmatiti.

BERTOLANI (1959) traccia su basi petrografiche il quadro di un metamorfismo anatettico di catazona su sedimenti argilloso-arenacei corrispondenti alle odierne kinzigiti, e di successive intrusioni erciniche di masse plutoniche acide accompagnate da un metamorfismo tettonico di epizona. Le evidenze per l'età almeno ercinica di questi fenomeni sono rappresentate dalle trasgressive successioni mesozoiche tipo Rossano (= Falda di Longi) e Tiriolo-Stilo (= Falda di Galati).

Si passa quindi alle molto più complicate evidenze di campagna di DUBOIS, in genere a forte tasso di provvisorietà, a cominciare da DUBOIS (1966 b) che nei graniti di Conflenti vede un batolite iniettato in una vecchia struttura paleozoica (v. addietro fig. 49), mentre DUBOIS (1967 b) vede questa stessa antica struttura disegnarsi nelle filladi di Catanzaro con un « asse serpentinoso », un « asse marmoreo » e un asse microconglomeratico paralleli all'asse granitico anzdidetto, intrusivo nelle filladi stesse. Il tutto disegnerebbe un'anticlinale

ercinica diretta N 125° E, parallela alla struttura WNW-ESE dei Peloritani, e smentirebbe perciò la rotazione della Sicilia rispetto all'Appennino meridionale, disegnando una paleogeografia NW-SE delle serie subsidenti appenniniche e di quelle di soglia di Longobucco-Martirano-Tiriolo, e prefigurando la rimobilizzazione recente del fossato di Catanzaro. La struttura ercinica di Catanzaro salta però già con DUBOIS (1967 d), che incomincia a riconoscere l'età berriasiana dei calcari e postberriasiana della glaucofanizzazione delle ofioliti e degli associati metamorfismi delle altre rocce.

DUBOIS (1967 a) esamina i micascisti a contatto col plutone della Sila sul profilo M. Pettinascura-strada Camigliatello Bocchigliero-Destro di Pugliesi, trovandovi un'unica fase metamorfica contemporanea della fase finale dell'intrusione granitica ercinica e facendone dei prodotti di contatto fra granito e filladi, con miche orientate parallelamente ai piani assiali del mantello del batolite (N 125° E) come in fig. 90 (v. addietro). Nel presente lavoro si è giunti a ritenere probabile che i micascisti siano bensì la copertura ercinica del batolite, ma che non possano rappresentare un prodotto contattometamorfico delle filladi, dalle quali dovrebbero con tutta probabilità esser separati da un contatto tettonico data la non gradualità del passaggio.

Infine in DUBOIS (1971 a) vien analizzata la vicenda ercinica dell'arco calabro-siciliano finalmente accettato dall'autore (v. addietro fig. 53). Esso sarebbe costituito, dall'esterno (lato jonico) all'interno (lato tirreno) dell'arco, da una copertura filladica, da un asse granitoide e da un nucleo gneissico. Quest'ultimo comporterebbe verso l'esterno, ossia verso i graniti, delle anatessiti a cordierite, cui seguirebbero verso l'interno delle kinzigiti e finalmente un nucleo di granuliti. Le associazioni kinzigitiche (quarzo-plagioclasio-biotite-granato-sillimanite-grafite) vengono considerate come dei prodotti retrometamorfici delle associazioni granulitiche (quarzo-plagioclasio antipertitico-iperstene-rutilo-pertite potassica-clinopirosseno-granato). Le anatessiti sarebbero delle « kinzigiti degenerate » a seguito di parziale fusione che avrebbe sostituito biotite + sillimanite + quarzo con cordierite + feldispato potassico + H_2O. Ad esse seguirebbero direttamente i graniti, che dall'altra parte si intruderebbero nelle filladi con aureole di contatto. DUBOIS conclude che in epoca preercinica si dovette avere un basamento cristallino a facies granulitica ed una copertura sedimentaria terrigena, fra i quali in epoca ercinica si sarebbero raccolte delle importanti masse anatettiche, determinando da una parte la retrocessione delle granuliti a kinzigiti e ad anatessiti a cordierite e dall'altra il metamorfismo di epizona delle filladi. La posizione dei graniti fra basamento e copertura si spiegherebbe con una fase di tettonica tangenziale, responsabile delle regolazioni osservate alla base dei graniti e nelle loro aureole. Lo stesso contrasto fra nucleo gneissico e copertura filladica si ritroverebbe nell'Aspromonte e nei Peloritani, in condizioni meglio analizzabili che non nella Sila dove i graniti sono intrusi proprio al limite fra basamento e copertura (v. addietro fig. 69).

E' evidente la limitata attendibilità di tutto ciò che è stato finora escogitato con ben pochi dati di partenza sulla tettonica ercinica della Calabria, indubbiamente ancora da studiare. Più serie evidenze si hanno in un gruppo di datazioni assolute tali da mettere bene in luce l'influenza dei fenomeni orogenici alpini sul quadro ercinico, che ne risulta non cancellato ma reso molto impreciso. FERRARA, IPPOLITO, STAUFFER & TONGIORGI (1959) datano a 190 MA una pegmatite di un filone presso Delianuova. FERRARA & LONGINELLI (1961) determinano 264 ± 14 MA per una granodiorite di loc. Mangiatorella fra Stilo e Serra S. Bruno, e 130 ± 26 MA per una quarzodiorite di Copanello sulla costa jonica all'estremità S del Golfo di Squillace. Per tutti questi reperti viene ammessa un'età ercinica con ringiovanimenti dovuti a mobilizzazioni di età alpina, senza tuttavia escludere eventuali età postercinische delle intrusioni.

BORSI & DUBOIS (1968) rilevano per i graniti della Sila, di Catanzaro e di Aiello Càlabro un'età attorno ai 285 MA (da 251 ± 8 a 287 ± 10) ossia della fine del Carbonifero. Per le kinzigiti della Sila ottengono risultati molto meno precisi: età Rb/Sr da 103 ± 3 a 205 ± 7 MA per le biotiti, da 210 ± 6 a 253 ± 8 MA per le muscoviti, nonché età K/A di 117 ± 4 MA per le biotiti e di 187 ± 6 MA per le muscoviti; per gli scisti bianchi o gneiss della Falda di Castagna nella Sila Piccola ottengono età Rb/Sr da 56 ± 2 a 183 ± 6 MA per le biotiti, da 229 ± 7 a 250 ± 8 MA per le muscoviti, da 250 ± 8 a 271 ± 9 MA per la roccia totale, nonché età K/A di 65 ± 3 MA per le biotiti e di 159 ± 5 MA per le muscoviti. Viene ammesso un ringiovanimento apparente delle kinzigiti e dei gneiss in funzione della prossimità dei campioni ai contatti tettonici ed al livello di sovrapposizione tettonica, con un minimo di età apparente alla base delle falde. Altra preziosa datazione vien data per le filladi inferiori di Cetraro, come è stato già ricordato e come si vedrà più avanti.

NICOLETTI (1970) riporta un'età K/A della biotite di una pegmatite di Catanzaro eseguita da P. GASPARRINI (sic), col valore di 220 ± 2 MA, ed un'età K/A di una quarzodiorite di Capo Vaticano eseguita da lui stesso, col valore di 231 ± 8 MA, corrispondente ad un'età fra Permiano superiore e Trias inferiore, probabilmente più giovane del vero a seguito dell'incipiente alterazione della roccia.

Un rapido riassunto delle conoscenze a quell'anno si trova in ATZORI (1968) che ricorda la diverticolazione e tettonizzazione subita in epoca alpina dai complessi metamorfici di origine in gran parte preercinica, di modo che oggi si hanno alla base degli scisti semimetamorfici di derivazione pelitica o arenacea, cui seguono verso l'alto filladi quarzifere localmente granatifere, infine ricoperte dagli scisti e gneiss meso-catazonali nell'Aspromonte, e dalla ben nota formazione diorito-kinzigitica ad essi probabilmente sovrastante nel resto della Calabria ed a sua volta sottostante ai plutoni ercinici.

Fasi tettoniche preorogene

La fase tettonica negativa che ha permesso la deposizione delle successioni mesozoiche sul basamento ercinico è sconosciuta in Calabria per i Complessi Panormide, Liguride, Antisicilide, ed è nota per due delle unità del Complesso Calabride. L'unità più esterna (Falda di Longi) affiora nel Rossanese ed è caratterizzata da trasgressione all'inizio del Giurassico con depositi di tipo continentale e paralico che danno rapidamente luogo a livelli marini del Sinemuriano.

Una seconda grande fase preorogena, ossia epirogenica, è nota soprattutto in Sicilia nel Baiociano, con lacune variamente estese attorno a questo livello. Nel Rossanese la lacuna mesogiurassica sembra marcata dall'assenza dell'intervallo Aaleniano superiore-Cretaceo inferiore e medio nella zona di Cropalati-T. Colognati, dove sui calcari rossi dell'Aaleniano inferiore poggerebbero direttamente le marne del Cretaceo superiore-Eocene, mentre verso Longobucco la successione sarebbe completa (STURANI, 1968). Tuttavia in realtà « le condizioni di tettonizzazione terziaria e le incerte conoscenze stratigrafiche rendono impossibile riconoscere la fase tettonica mesogiurassica » in questa zona (OGNIBEN, 1971). Il Giurassico di Cropalati sembra conservato in scaglie molto tettonizzate e limitate, e nuovi rilevamenti di dettaglio sarebbero necessari per risolvere i problemi stratigrafici di questa tormentata zona tenendo presente il quadro regionale.

La trasgressione mesogiurassica si mette in evidenza alla base del Mesozoico dell'unità calabride che segue alla Falda di Longi verso l'interno (Falda di Galati) ed affiora da Amantea a Martirano a Tiriolo a Catanzaro a Stilo a Cànolo ecc. fino a Palizzi nell'estremo S calabrese. Sul Cristallino si ha il caratteristico paleosuolo ferrifero che si ritrova anche in Sicilia e Sardegna, cui seguono sedimenti marini di scogliera con associazioni dagli autori ritenute non più antiche del Malm (facies a Trocoline e Clipeine), che rendono piuttosto sospetta la datazione ladino-carnica delle associazioni a Trocoline dei campioni di Gimigliano di COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1972).

Nelle lacune e trasgressioni delle successioni mesozoico-paleogeniche del Rossanese (Falda di Longi) e della Sila Piccola-regione costiera jonica delle Serre e dell'Aspromonte (Falda di Galati) sembrerebbero risultare anche evidenze di fasi preorogeniche cretacee ed eoceniche, come nel caso della trasgressione del Cretaceo superiore nel Rossanese e di quella dei calcari ippuritici della Falda di Galati. Si tratta tuttavia di dati talmente incerti da far poco onore al termine stesso di « evidenze », ed è meglio aspettare che vengono controllati da indagini specifiche in modo da escludere che si tratti di contatti tettonici. In questo senso non sono sufficienti sommari studi, come ad esempio quello di AFCHAIN (1962) che considera l'approssimativa fase cretaceo-eocenica quale causa della trasgressione del mal datato Eocene di Rossano, peraltro sicuramente trasgressivo a differenza della corrispondente formazione dei Peloritani (Formazione di Militello, COLTRO, 1967).

Fase dei ricoprimenti intracalabridi

La prima delle fasi orogeniche vere e proprie sembra quella che ha sovrapposto l'una sull'altra le varie unità del Complesso Calabride. Col termine di fasi orogeniche si intendono qui sia i fenomeni che gli intervalli cronologici dei trasporti orogenici che hanno dato luogo all'edificio della fascia corrugata a falde di ricoprimento, e quindi secondo le conoscenze correnti all'accumulo sialico al margine esterno della geosinclinale. In particolare per l'Appennino questi episodi di trasporto orogenico, o fasi orogeniche, risultano compresi fra l'Eocene e la base del Tortoniano. Ad essi seguono il sollevamento isostatico e la complementare formazione di un'avanfossa, che sono conseguenze dell'accumulo sialico formatosi come appilamento delle falde di trasporto orogenico e vanno pertanto concettualmente considerati come fenomeni postoro-

geni, anche se a loro volta producono nuovi sia pur limitati fenomeni di trasporto o di « lateral spreading », che tornerà logico ed opportuno catalogare tra i fenomeni postorogeni di deformazione della catena già corrugata, anziché tra quelli orogenici di formazione della catena stessa.

Le evidenze dei trasporti intracalabridi sono particolarmente chiare ed evidenti sotto forma di differenti successioni mesozoico-paleogeniche in situazione di evidente ubicazione diversa da quella originaria. Ciò rende possibile distinguere con notevole sicurezza varie unità tettoniche in un complesso per altri versi piuttosto unitario, anche in assenza di rilievi dettagliati.

Per ora non è possibile fare altrettanto con i complessi sottostanti (Liguride e Panormide) che vengono pertanto considerati in blocco quali successioni litostratigrafiche più o meno ben individuate ma in ogni caso sufficientemente indicative di ben determinati comportamenti tettonistici dei relativi elementi di crosta terrestre; il tutto senza pregiudizio dell'ulteriore suddivisione in unità strutturali sia del Complesso Calabride che di quelli Liguride e Panormide, come gli autori di scuola francese, ed al loro seguito quelli di scuola napoletana, stanno da sempre cercando di fare. E' da rilevare che una suddivisione prevalentemente strutturale dipende dal riconoscimento di evidenze giaciturali, molto più opinabili che non le evidenze stratigrafiche; in ogni caso essa è di significato secondario, circoscritto entro la primaria suddivisione in grandi complessi litostratigrafici ai quali viene esclusivamente rivolta l'attenzione del presente lavoro, anche per il buon motivo che nessuna delle unità di tipo prevalentemente strutturale evocate nella letteratura franco-napoletana è ancora corredata di descrizione documentativa pari ad un minimo metodologicamente accettabile.

L'intervallo di tempo dei ricoprimenti intracalabridi, e cioè della messa in posto sopra la Falda di Longi delle falde di Galati, degli « scisti bianchi » o di Castagna, dell'Aspromonte e di loro eventuali suddivisioni e digitazioni strutturali, sembra limitato in basso dalla sommità delle successioni mesozoico-paleogeniche sovrascorse, che per le conoscenze attuali risulterebbero arrivare all'Eocene del Rossanese e di Acri, ossia all'incirca fino al Luteziano stando ad AFCHAIN (1966). Altro limite inferiore del trasporto è quello che si ricava dalla sommità delle successioni della Falda di Galati, che però non si può riferire con sicurezza a terreni più giovani dei calcari ippuritici di Tiriolo, Stilo e Cànolo riportati già da CORTESE (1895). Infatti a Tiriolo i calcari nummulitici, oligocenici secondo la Carta al 25.000, sembrano secondo BROSSÈ (1968) chiaramente legati alla base dei conglomerati oligocenici tardiorogeni, mentre quelli di Stilo sembrano sicuramente riferiti all'Oligocene superiore-Aquitaniano alla base dei depositi arenaceo-conglomeratici tardiorogeni secondo un'associazione a Lepidocicline elencata ultimamente da BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE *(1971)*.

Il limite superiore dei trasporti intracalabridi è dato, con molto minor chiarezza che non nel caso dei Peloritani, dalla trasgressione del flysch tardiorogeno sulle varie unità calabridi. Da essa vengono legati assieme con certezza affioramenti attribuiti nel presente lavoro alle falde di Galati e dell'Aspromonte e probabilmente anche affioramenti dell'Unità di Castagna e del Complesso Liguride, sebbene siano tutte circostanze da rivedere con rilievi strutturali e stratigrafici avvertiti del problema. Comunque sia, allo stato attuale delle conoscenze il flysch tardiorogeno sembra con molta incertezza estendersi presso Catanzaro con alla base i calcari nummulitici di Tiriolo prima nominati e riferiti all'Oligocene dalla Carta Geologica al 25.000, e pertando probabilmente trasgredire dalla Falda di Galati a quella dell'Aspromonte ed eventualmente al Complesso Liguride. Con sicurezza si ha invece il flysch tardiorogeno sul versante SW delle Serre e su quelli orientale e meridionale dell'Aspromonte, dove comincia con i calcari ed arenarie a Lepidocicline di Stilo, di Antonimina e di Ardore che vengono concordemente riferiti all'Oligocene piuttosto alto-base del Miocene (SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA, 1957; CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET, 1961; GUZZETTA, 1964; RODA, 1965 b; AFCHAIN, 1966; DUBOIS, 1970; BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE, 1971).

Dal punto di vista delle conoscenze stratigrafiche i ricoprimenti intracalabridi sembrano pertanto dovuti ad una fase attorno al limite Eocene-Oligocene, probabilmente compresa fra Eocene superiore ed Oligocene superiore. Una conferma si ha dalla Sicilia dove la stessa fase è compresa fra l'apice del Flysch di Frazzanò della Falda di Longi, di età prossima al limite Eocene-Oligocene (COLTRO, 1967), e la base del Flysch di Capo d'Orlando che sembra « costituire la continuazione della sedimentazione del Flysch di Frazzanò sull'edificio costituito dalle altre falde essenzialmente cristalline del Complesso Calabride, ossia sulla Falda di Galati, sulla Falda di Mandanici e sulla Falda dell'Aspromonte » (OGNIBEN, 1971).

Su questa datazione sono praticamente tutti

d'accordo. AFCHAIN (1962) vede una fase supraeocenica-oligocenica responsabile del piegamento e della struttura a scaglie della zona di Longobucco-Puntadura su cui trasgredisce il Miocene (= Complesso Postorogeno). DUBOIS & AFCHAIN (1966) vedono una tettonica parossistica (« bouleversements ») nel Dogger a seguito della scoperta ad Acri di una scaglia sedimentaria, ma si tratta di un falso allarme perché la scaglia vien poi attribuita all'Eocene da DUBOIS (1966 d) e il relativo movimento diventa postluteziano (DUBOIS, 1967 c). La stessa datazione viene accettata per confronto con i Peloritani in OGNIBEN (1969).

Ricoprimento del Complesso Calabride su quello Liguride

E' stato trattato a lungo in OGNIBEN (1969) per l'area del confine calabro-lucano, dove i terreni calabridi vanno a ricoprire livelli medio-supracretacei e non sono più ricoperti se non da terreni tortoniani, con frammezzo un intervallo di tempo troppo lungo per datare senz'altro una fase orogenica. Si è accennato in quel lavoro alle evidenze per un'età paleocenico-infraeocenica, corrispondenti alla lacuna di emersione fra la liguride Formazione del Saraceno ed il liguride Flysch di Albidona, ed alla datazione assoluta all'Eocene delle muscoviti liguridi di Cetraro da parte di BORSI & DUBOIS (1968), ma si è concluso che probabilmente esse indicano gli stadi iniziali della fase orogenica, produttori di compressione tettonica e di metamorfismo ma non ancora di traslazione gravitativa.

Altre evidenze testimoniano invece per un'età attorno al limite Eocene-Oligocene, e consisterebbero principalmente nella presenza di depositi eocenici a detrito cristallino sia nel Complesso Liguride lucano (Flysch di Albidona) che nell'appena più esterno Complesso Sicilide del Nord-Est siciliano (Facies di Troìna, OGNIBEN, 1960; Facies di Piedimonte, FERRARA, 1972); questi depositi denoterebbero la prossimità di rilievi del Complesso Calabride in erosione, e quindi terminerebbero con la messa in posto del ricoprimento. Il limite inferiore della fase tettonica starebbe pertanto all'incirca nella parte alta o sommitale dell'Eocene, e potrebbe essere anche più recente, se si pensa ai lembi dell'oligo-miocenico Flysch di Reitano coinvolti nelle A. S. sicilidi alla base del Complesso Calabride della zona di S. Fratello secondo OGNIBEN (1960). Si tratterebbe in questo caso di trasporto sopra il Complesso Sicilide, più esterno di quello Liguride, ma la fase tettonica non dovrebbe essere necessariamente diversa. Concludendo, il limite inferiore del trasporto del Complesso Calabride su quello Liguride, desunto da evidenze stratigrafiche lucane e siciliane, potrebbe collocarsi fra la fine dell'Eocene ed il passaggio Oligocene-Miocene.

Il limite superiore sembra costituito dal ricoprimento antisicilide, ossia dalle argille variegate della costa jonica delle Serre e dell'Aspromonte, ben sviluppate anche nei Peloritani. Esse sono inserite in livelli del Miocene inferiore piuttosto alto, documentato dal sottostante mal datato flysch tardiorogeno, la cui sommità sembra a Stilo essere altoaquitaniana (faune a *Globigerina dissimilis* e *Globigerinoides trilobus*) secondo BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971). Infatti, affinché materiali sicilidi arrivassero a mettersi in posto sull'area calabride del flysch tardiorogeno, sembra necessario che fra l'area sicilide e quella calabride non fosse più frapposta un'area liguride.

In base alle conoscenze stratigrafiche si può pertanto concludere per un'età della messa in posto del Complesso Calabride su quello Liguride compresa fra la fine dell'Eocene e forse dell'Oligocene e l'Aquitaniano alto, appena posteriore ai ricoprimenti intracalabridi.

La datazione di questo ricoprimento ha interessato vari autori. DUBOIS (1967 c) pone fra il Cretaceo superiore ed il Luteziano inferiore il metamorfismo del « Trias appenninico » di Lungro (= Formazione del Frido) come conseguenza della chiusura della sutura calabro-appenninica per avanzata del « fronte africano ». GRANDJACQUET (1967) vede invece negli scisti di Cetraro un metamorfismo alpino in parte compreso fra Burdigaliano inferiore e Burdigaliano superiore, in parte posteriore all'Elveziano inferiore, evidentemente in base ad azzardate assimilazioni fra il notevole metamorfismo dei terreni liguridi e la debole deformazione dei sottostanti orizzonti miocenici panormidi. DUBOIS (1967 d) ritiene postberriasiana la glaucofanizzazione delle ofioliti associate con i Calcari a Calpionelle trasgressivi sulle filladi paleozoiche a Cetraro.

BORSI & DUBOIS (1968) apportano l'unico dato a caratteri di oggettività e stabilità con una datazione K/A a 48 ± 2 MA (Eocene) delle muscoviti « piccole ma abbondanti » delle « filladi inferiori » di Cetraro, triassiche secondo QUITZOW (1935 a) seguito da IPPOLITO (1948-49), CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET (1961, « schistes pseudo-lustrés »), GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961), GRANDJACQUET (1961 b), GLANGEAUD, GRANDJACQUET, BOUSQUET & AFCHAIN (1962), BOUSQUET (1963 a), DUBOIS (1970) e ritenute invece paleozoiche

da DUBOIS (1967 c; 1967 d; 1967 e), SCANDONE (1971), DIETRICH & SCANDONE (1972). Si è visto prima come in OGNIBEN (1969) il dato di BORSI & DUBOIS (1968) venga riferito piuttosto a sovrapressioni tettoniche precedenti il trasporto, che non al trasporto stesso. Questo modo di vedere appare confermato in DE ROEVER E. W. F. (1972) che conclude per pressioni totali equivalenti al doppio di quelle dovute al puro carico dei sedimenti.

Ricoprimento dei Complessi Liguride e Calabride su quello Panormide

Per quanto riguarda il ricoprimento sulle finestre panormidi di Bonifati, Cetraro, Acquappesa, Rupe del Diavolo, Timpone del Forno, M. Cocuzzo, Timpa Longa, T. Licetto, M. Santa Lucerna, bivio Malito-Grimaldi, T. Carito, Pietra Tagliata (S di Amantea), Càmpora S. Giovanni, F. Bagni (Nicastro), in tutti questi affioramenti non si ha altra notizia di livelli più elevati della Dolomia Principale che quella, non ancora confermata, del Nummulitico di M. Cocuzzo in GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961). Questo non significa certamente che il trasporto delle falde sovrastanti sia avvenuto alla fine del Norico, ma solamente quanto il denudamento tettonico abbia inciso profondamente, staccando dalla dolomia norica pressoché l'intera pila mesozoico-paleogenica sovrastante per trasportarla verso ubicazioni oggi non visibili, e pertanto non verso Nord con buona pace dei frontisti africani.

Per trovare successioni panormidi che si estendano in modo presumibilmente completo verso l'alto occorre spingersi nelle zone di Grisolìa, Majerà, Colle Trodo (GRANDJACQUET C. & M. J., 1962; VALLARIO & DE MEDICI, 1967) dove si arriva a livelli dell'Oligocene alto o del Miocene basso. La relativa discussione in OGNIBEN (1969) giunge ad ammettere per questa fase di trasporto un'età attorno al limite Burdigaliano-Elveziano, oppure basso-elveziana entro la zona ad Orbuline e Globoquadrine, per quanto riguarda la Calabria settentrionale-Lucania.

Nella Calabria centrale e meridionale l'età del ricoprimento potrebbe essere anche di poco più antica, se si ammette trattarsi di una zona relativamente interna del corrugamento e se si pone mente all'età oligo-miocenica del trasporto verso l'esterno del Complesso Panormide in Sicilia, ciò che indica l'estendersi della fase fini-oligocenica fino a questo complesso. Questa fase potrebbe essersi esplicata nella Calabria centrale con il ricoprimento del Complesso Panormide da parte dei complessi più interni, e contemporaneamente in Sicilia col trasporto del Complesso Panormide verso l'esterno.

Del trasporto del Complesso Liguride sopra il Complesso Panormide si occupa specificamente DUBOIS (1967 e), secondo cui l'associazione calcari-ofioliti, con o senza radiolariti, costituirebbe la copertura originaria delle filladi paleozoiche e tutto l'assieme, in una col sovrastante Cristallino, sarebbe trasportato sulle successioni appenniniche di Cetraro, Terme Luigiane, Timpone del Forno, M. Cocuzzo, con circa 60 km di traslazione che avrebbero prodotto il metamorfismo postberriasiano delle ofioliti e la chiusura della sutura calabro-appenninica.

Trasporto del Complesso Panormide della Calabria meridionale in relazione con quello del Complesso Antisicilide

Per la Calabria meridionale, dove il Complesso Panormide non affiora, si possono tuttavia fare delle indirette ipotesi di una sua esistenza in profondità in condizioni simili a quelle della Sicilia, dove le panormidi Madonìe orientali risultano trasportate entro il miogesinclinalico bacino del Flysch Numìdico in epoca più o meno corrispondente al limite Oligocene-Miocene (OGNIBEN, 1960). Queste ipotesi derivano dall'esistenza di blocchi e scaglie del Flysch Numìdico nelle argille variegate del Complesso Antisicilide della zona costiera jonica delle Serre e dell'Aspromonte, a differenza del Complesso Antisicilide dei Peloritani che non ha finora mostrato inclusi numìdici. Il più semplice significato degli affioramenti calabresi, allo stato attuale di conoscenze, è che gli inclusi provenienti dal miogeosinclinalico Flysch Numìdico possono essere entrati a far parte della « mélange » delle Argille Variegate sicilidi solo se non esisteva alcuna interposta zona di soglia, quale sarebbe stata rappresentata dal Complesso Panormide. Questa condizione può esser soddisfatta da due principali alternative: che la soglia panormide mancasse in corrispondenza del tratto sudcalabrese, oppure e forse con più probabilità che si fosse eliminata per trasporto entro il bacino del Flysch Numìdico alla fine dell'Oligocene, come nelle Madonìe orientali. Nell'intervallo fra questa fase orogenica e quella del trasporto del Complesso Antisicilide sul flysch tardiorogeno, ossia durante almeno tutto l'Aquitaniano, si dovette aver l'ulteriore sedimentazione del Flysch Numìdico al di sopra del livello dell'intercalazione panormide, come in Sicilia. Successivamente poté aver luogo la mescolanza tet-

tonica di materiali numìdici miocenici con le argille variegate sicilidi in conseguenza di un trasporto dei primi verso l'interno, continuatosi con l'ulteriore trasporto verso l'interno delle argille variegate e dei sopraggiunti inclusi numìdici al di sopra del flysch tardiorogeno, in un momento all'incirca corrispondente al Burdigaliano basale. Si è visto addietro che l'apice del flysch tardiorogeno, ossia la base del Complesso Antisicilide, risulta di età alto-aquitaniana (faune a *Globigerina dissimilis* e *Globigerinoides trilobus*) a Stilo secondo BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971), che offrono in proposito l'unico dato di una certa precisione.

E' interessante il fatto che le stesse complicate successioni tettoniche della Calabria e dei Peloritani si vanno trovando nelle Cabilie. BOUILLIN & RAOULT (1971) riassumono un lavoro di prossima pubblicazione, dando notizia di un Oligomiocene cabilo (probabilmente analogo ai livelli basali del flysch tardiorogeno calabride) trasgressivo sul Cristallino cabilo e ricoperto da flysch alloctoni oppure « da un olistostroma di argille scagliose a blocchi e klippen provenienti dai flysch ». Su questi materiali alloctoni si ha il Flysch Numìdico « in continuità apparente sull'olistostroma » e pertanto in relazioni geometriche tali da farlo apparire agli autori come neoautoctono « rispetto a questi flysch tettonizzati durante l'Aquitaniano ». E' evidente la corrispondenza di situazioni con la fascia costiera jonica delle Serre, dove l'ipotesi di neoautoctonia non è possibile per la generalizzata giacitura del Flysch Numìdico in blocchi imballati nelle A. S., e solo nelle zone di Ferruzzano e di Capo Bruzzano in placche di una certa estensione e continuità.

E' di estremo interesse ricordare qui anche un altro lavoro recente, proprio in relazione alle possibili originarie posizioni reciproche da una parte delle argille variegate sicilidi, legate in continuità verso l'alto alle tufiti andesitiche di Tusa (OGNIBEN, 1960; 1964) identiche a quelle di Petrignacola dell'Appennino settentrionale (ELTER, GRATZIU & LABESSE, 1964), ed ai flysch a grovacche tipo Reitano, Gorgoglione e Ranzano (OGNIBEN, 1969), e dall'altra parte del Flysch Numìdico, attribuito ad apporto sedimentario sahariano e nubiano sulla base di molto elementari considerazioni di petrologia sedimentaria da OGNIBEN (1960; 1960-63). La provenienza sahariana e pertanto esterna è stata rifiutata da autori francesi sulla base di studi di termoluminescenza del quarzo, con risultati che erano chiaramente embrionali ma che dettero tuttavia luogo a perentorie affermazioni di origine settentrionale e pertanto interna dei materiali numìdici (« provincia sarda », BEUGNIES *et al.*, 1969; CAIRE & COIFFAIT, 1970). Ora COIFFAIT (1972) conclude un più maturo studio di termoluminescenza ritrovando gli stessi tipi di quarzo nei materiali numìdici ed in quelli sahariani, ed affermando che non è « più possibile basarsi sulla termoluminescenza naturale dei sedimenti per negare un'origine sahariana del flysch numìdico dell'Algeria e della Tunisia ». L'origine sahariana del quarzo significa sicuramente una posizione esterna dell'area di sedimentazione numìdica rispetto alle zone cabile ed ai relativi flysch alloctoni, come sottolinea DURAND DELGA nella discussione all'articolo di COIFFAIT (1972), e quindi anche rispetto al Complesso Calabride ed alle argille varicolori del Complesso Antisicilide della Calabria.

Trasporto del Complesso Panormide della Catena Costiera e fase orogenica conclusiva

Le successioni carbonatiche panormidi a Sud del T. Sangineto sono visibili solamente con i loro livelli supratriassici nelle finestre della Catena Costiera fino a Nicastro (a parte l'eventuale Paleogene di M. Cocuzzo), in una posizione apparentemente basale la cui reale alloctonia è riconoscibile solamente molto più a Nord all'altezza di Lagonegro, dove esse si sovrappongono alla Successione Calcareo-silicea ed ai Galestri del Complesso Basale (OGNIBEN, 1969). La continuazione di queste ultime formazioni miogeosinclinaliche al di sotto delle finestre panormidi della Catena Costiera appare probabile in base alla posizione delle finestre stesse, assiale rispetto alla zona di sollevamento isostatico che risulta sia in Lucania che in Sicilia corrispondere all'ubicazione della successione miogeosinclinalica, ossia del Complesso Basale. Si è visto in Lucania (OGNIBEN, 1969) che il ricoprimento panormide sul Complesso Basale può esser attribuito ad una fase alto-elveziana, posteriore all'Elveziano Flysch di Masseria Luci all'apice della successione miogeosinclinalica, ed anteriore alla trasgressione postorogena della base del Tortoniano. Nella Calabria centrale l'epoca del trasporto potrebbe essere stata la stessa, in base all'ubicazione delle finestre panormidi nella zona assiale del sollevamento isostatico ed al ragionamento fatto sopra.

Nel trasporto vennero ovviamente compresi tutti i complessi sovrappostisi in fasi precedenti sul Complesso Panormide, ossia i Complessi Liguride e Calabride. Si è visto addietro che i ricoprimenti intracalabridi dovettero corrispondere al limite Eocene-Oligocene, mentre i sovrascorrimenti del

Complesso Calabride su quello Liguride, e dei due assieme congiunti sul Complesso Panormide, dovettero verificarsi da quel momento in poi prima della fine del Miocene inferiore.

Nella fase di età all'incirca corrispondente al passaggio Elveziano-Tortoniano il Complesso Panormide pertanto sopportava di già i Complessi Liguride e Calabride, e la sua traslazione al di sopra delle successioni miogeosinclinaliche, visibili sui prolungamenti assiali della Calabria in Lucania ed in Sicilia, corrispose ad una traslazione generale di tutti i terreni preorogeni oggi conosciuti in Calabria.

Che si sia trattato della fase conclusiva dell'orogenesi è documentato dalla generale trasgressione della Molassa a Clipeastri, la cui base risulta più o meno vicina al limite Elveziano-Tortoniano come descritto più addietro, e la cui estensione comprende la massima parte dello sviluppo delle zone costiere tirrena ed jonica nonché il versante occidentale e la testata delle valli del Crati e del Mèsima.

Conclusioni sulla data delle fasi orogeniche

La struttura a falde della Calabria, e la sua corrispondenza stratigrafica ed assiale con quelle della Lucania e della Sicilia ai suoi estremi, appaiono già sufficientemente sicure e stabilite dall'esame della letteratura geologica esistente. Il quadro appare chiaro già in Cortese (1895) con le sue sovrapposizioni dal basso all'alto di filladi, « scisti bianchi », gneiss granatiferi e graniti, ed in Di Stefano (1904) che vede le filladi alla base della successione cristallina di Spezzano Albanese continuare nella valle del Crati, nel Rossanese e nella stretta di Catanzaro al di sotto delle masse granitiche e gneissiche. La concenzione faldistica prende coscienza con Limanowski (1913) che si sforza di ricostruire una struttura di pieghe coricate, e con Quitzow (1935 a) che si sforza di radicare in terraferma le falde calabresi, in armonia con un'epoca in cui le teorie faldistiche erano ancora in fase di controllo e nell'Appennino ancora in fase di opposizione da parte delle retroguardie autoctone. Oggigiorno la struttura a falde della Calabria può dirsi nelle sue grandi linee già ben stabilita già prima del presente lavoro. Dubois (1970), nonostante le divagazioni dei molti suoi precedenti lavori e l'impuntatura del « fronte africano », ed Ogniben (1969; 1970) indirettamente ed implicitamente, ed esplicitamente invece in Ogniben (1971; 1972 a), sono sostanzialmente d'accordo nel vedere in posizione basale le finestre del Complesso Panormide, al di sopra di esso le formazioni argilloscistose con calcari, radiolariti ed ofioliti del Complesso Liguride, ed ancora al di sopra le varie unità del Complesso Calabride a basamento cristallino antico, almeno tre per Dubois (1970) e quattro per Ogniben (1971; 1972 a) che si basa anche sulle conoscenze siciliane.

La questione del Trias metamorfico di Cetraro si riattacca con quella del famigerato « hiatus di Sangineto » e con quella del « *fronte africano* »; essa risulta originarsi dalla stratigrafia autoctonista di Cortese (1895), dalla carenza stratigrafica di Quitzow (1935 a) che si limitava a collegare faldisticamente i vari terreni accettando le precedenti attribuzioni cronologiche, e dalle visioni a grande raggio di Glangeaud (1952 a) che trovò nella non direttamente conosciuta depressione assiale di Sangineto, frettolosamente esagerata da Quitzow per giustificare la stratigrafia di Cortese, il varco opportuno per farvi passare il suo « fronte africano » con successivo corollario di hiatus oceanico, sutura e cicatrice non ancora del tutto rimarginata. L'onesto Cortese (1895, pag. 210) è il primo a dire che « il lembo di terreni arcaici, che si mostra fra Grisolìa e Verbicaro, a Diamante, ecc., si riattacca veramente alla formazione della catena littorale tirrena », e che (pag. 217) da Sangineto al Fiume Savuto « dominano le filladi tipiche, le quali sono sviluppatissime fra il Savuto e Paola, e si riattaccano, verso Cetraro, col lembo ultimo ricordato della regione precedente ». Chi percorra la zona senza obbligo di difendere posizioni incautamente assunte non dovrebbe vedere se non la continuità laterale che a Cortese si mostrò in tutta l'associazione a scisti filladici più o meno lucenti-ofioliti-radiolariti-calcari a Calpionelle più o meno ricristallizzati ma sempre riconoscibili per la forte frazione terrigena. Dalla zona del Golfo di Policastro al Pollino, da quella di Lungro alla bassa Valle del Lao e di lì lungo la Catena Costiera fino a Catanzaro, le masse ofiolitiche non raggiungono mai sviluppi tali da far pensare a relitti hiatus oceanici, a prescindere dal fatto che ad Ivrea sembra trattarsi piuttosto di livelli profondi della litosfera appenninica e che per essere un tratto di antico fondo oceanico non è poi grandissima nemmeno la massa di Voltri.

La stessa continuità è in pratica riaffermata da Burton (1971) quando riunisce in un unico episodio di sedimentazione (cap. 6.2.1, capoverso V) a carattere fliscioide passante ad argille ed infine ad argille associate con calcari e marne, il tutto associato con piccole masse di lave a pillow, e poi in un unico episodio di epimetamorfismo (cap.

6.2.1, capoverso VII), sia le filladi che gli scisti seritici, gli scisti del Torrente Frido e gli scisti del Fiume Lao, ossia tutto ciò che è sempre stato chiamato filladi assieme con ciò che una volta veniva chiamato « argille scagliose ofiolitifere » e che oggi i più aggiornati in fatto di moda chiamano « mélanges », fermo sempre restando lo stesso concetto scansafatiche che sia inutile andarvi ad eseguire dettagliati rilievi di campagna.

La stessa continuità appare talmente evidente a De Roever E.W.F. (1972) che egli si dimentica completamente del « Trias metamorfico » di Quitzow a Cetraro, considerando i relativi scisti con ofioliti sempre la stessa successione come a N di Sangineto e a S di Guardia Piemontese; questo anche se mantiene invece in vita lo stesso « Trias metamorfico » a Lungro e ad Acquaformosa, pur senza documentarlo, al servizio della sua particolare teoria della sovrapressione tettonica localizzata in un solo orizzonte.

Dove potrebbero in realtà aversi lembi di « Trias metamorfico » è nelle « filladi inferiori » di Cetraro e vicinanze, ove potesse venir dimostrata una loro originaria posizione in continuità stratigrafica con sovrastanti livelli panormidi di deposito chimico, senza relazioni con le ofioliti. Si tratterebbe allora dell'equivalente metamorfico della lucana Formazione di M. Facito e del siciliano « flysch carnico ». Tuttavia, la datazione delle relative muscoviti a 48 ± 2 MA (Borsi & Dubois, 1968) è di qualche ostacolo a quest'identificazione, dato che finora il Complesso Panormide non risulta coinvolto nell'orogenesi prima del Miocene inferiore.

La concordanza che dai lavori di un certo impegno risulta sulle grandi linee delle strutture calabresi si estende in parte anche alla data delle più antiche fasi tettoniche. Il limite Eocene-Oligocene come data dei ricoprimenti intracalabridi vede più o meno concordi sui dati, se non sul concetto, Afchain (1962), Dubois (1967 e; 1970, che vede come limite superiore lo Stampiano) e Ogniben (1971). Il ricoprimento del Complesso Liguride da parte del Complesso Calabride rientra nei trasporti ante-stampiani ma è anteriore al Luteziano superiore secondo Dubois (1970), mentre invece secondo Ogniben (1969) si rimane tra la fine dell'Eocene ed il Miocene inferiore; forse più vicini a quest'ultima data, se si pensa che il flysch tardiorogeno si estendeva in Sicilia dal Complesso Calabride verso aree più esterne non ancora da questo sovrascorse (Complesso Sicilide); non sono però ancora disponibili buoni dati stratigrafici in proposito.

Il generale trasporto dei vari ricoprimenti interni sulla zona miogeosinclinalica e la trasgressione della Molassa a Clipeastri che lo suggella non sembrano aver attirato l'attenzione né di Dubois (1970 e lavori precedenti) né di altri autori della stessa scuola. La relativa datazione verso il passaggio Elveziano-Tortoniano risulta dall'età elveziana dei più elevati livelli autoctoni in Sicilia (Marne di Gagliano, Amore, 1969) ed in Lucania (Flysch di Masseria Luci, Ogniben, 1969), nei due punti del substrato autoctono più vicini alla Calabria. Essa è confermata in modo molto chiaro e rassicurante dall'età basso-tortoniana, tutt'al più fini-elveziana, da tutti riconosciuta in Calabria per la base trasgressiva del Complesso Postorogeno.

Una rettifica che diventa praticamente una conferma sembra portata dai reperti lucani del Flysch di Gorgoglione, che verso l'alto arrivano talora entro la zona a *Globorotalia menardii* (Ciaranfi, 1972). Questo fatto potrebbe indicare un'età basso-tortoniana per la fine dei ricoprimenti, in pieno accordo con l'età della successiva trasgressione della Molassa a Clipeastri, di cui non è mai stato veramente dimostrato alcun elemento più antico del Tortoniano basale. Tuttavia, il Flysch di Gorgoglione risulta chiudere la successione alloctona dei terreni di eugeosinclinale (Ogniben, 1969), ed i livelli tortoniani potrebbero esservisi disposti in posizione semiautoctona, ossia durante e dopo il trasporto. La datazione della fase tettonica diverrebbe invece inequivocabilmente basso-tortoniana, almeno in Lucania, se i livelli a *Globorotalia menardii* di Ciaranfi (1972) fossero in realtà da riferire al Flysch di Masseria Luci (Ogniben, 1969), sedimentato in continuità sull'alternanza marnoso-calcarenitica di Serra Palazzo anziché trasgressivo sui terreni sicilidi e liguridi.

In ogni caso, rimane sempre possibile che i livelli alto-elveziani e basso-tortoniani preorogeni siano stati asportati nel trasporto orogenico. La data più sicura della fase tettonica resta pur sempre quella della sovrastante base trasgressiva del Complesso Postorogeno, in cui appunto non sono dimostrati livelli pre-tortoniani.

La vergenza delle strutture calabresi nella letteratura

Il problema non ha preoccupato né Cortese (1895) né Fucini (1896) né Di Stefano (1904), convinti autoctonisti che generalmente riconoscevano nelle strutture tettoniche solamente effetti di movimenti verticali. Limanowski (1913) vedeva a

grandissime linee una vergenza generale verso E, soprattutto sotto forma dei due nuclei sinclinalici coricati costituiti da filladi nello Stretto di Messina e nella zona Màmmola-Caulonia, che non corrispondono alle strutture osservabili. QUITZOW (1935 a) ha visto una struttura a fungo che sembra originata nel suo subcosciente dal classico profilo di ARGAND, con una vergenza prevalente verso W, con vergenze settoriali verso N nella zona di S. Severino Lucano, verso NNW a Cetraro e a Spezzano Albanese, verso WNW a Cosenza, verso WSW a Catanzaro, mentre verso lo Jonio si avrebbero strutture molto raddrizzate con limitata vergenza verso E.

Da questo quadro si passa agevolmente a quello dei frontisti africani che utilizzano soprattutto le vergenze N della Calabria settentrionale per riconoscere a Sangineto la sutura dello « eugeosinclinale mesogeo » a suo tempo ipotizzato da GLANGEAUD (1952 a), tracciando in tre brevi note (CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET, 1961; GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE, 1961; GLANGEAUD, GRANDJACQUET, DUBOIS & AFCHAIN, 1962) una sintesi generale che risulterà un binario obbligato per i risultati analitici che andranno a cercare negli anni successivi, e per il resto aderendo largamente al quadro di QUITZOW (1935 a).

Dei lavori di dettaglio si possono ricordare più particolarmente alcuni. Ad esempio DUBOIS (1966 a) trova nella zona di Tiriolo-Gimigliano-Castagna delle micropieghe vergenti a SW nelle filladi e nei sovrastanti « scisti bianchi » a loro volta sottostanti ai gneiss granatiferi, e ne deduce un movimento da NE. Nella stessa zona COTECCHIA & MELIDORO (1966) trovano invece deboli pendenze verso ESE e vergenza verso WNW delle pieghe delle filladi, con intensa rimobilizzazione del quarzo in prossimità del contatto tettonico coi sovrastanti graniti e scisti iniettati, a loro volta milonitizzati per 2-3 m di spessore a causa di un trasporto localmente non inferiore a 2 km. Non visibile il contatto con « scisti bianchi » e gneiss ghiandolari.

DUBOIS (1966 d) riconosce l'età eocenica della scaglia di Acri che marca una superficie tettonica al fronte Nord della Sila, con disposizione diversa dalle vergenze WSW di Rose-Castagna-Gimigliano. DUBOIS (1967 c) trova nel Trias appenninico di Lungro delle micropieghe b1 e b2 con direzione SW-NE esprimenti un trasporto verso NW di circa 60 km, corrispondente alla chiusura della sutura Calabria-Appennini da parte del « fronte africano » nonché al generale metamorfismo alpino, probabilmente fra Cretaceo superiore e Luteziano inferiore. A Rose egli trova lo « accidente Rose-Albi » corrispondente a b2 e vergente verso WSW, ed al Nord della Sila trova il tardivo postluteziano « accidente Acri-Caloveto » vergente a N e corrispondente a b3. Non vede invece alcun movimento del Cristallino calabrese verso E. DUBOIS (1967 d) vede fra S. Lorenzo del Vallo e Terranova da Sìbari i calcari a Calpionelle trasgressivi sulle filladi ed interessati dalle fasi di deformazione b1 diretta NE-SW, b2 diretta NW-SE, b3 diretta W-E, in ordine di età. La prima fase, evidentemente postberriasiana, è contemporanea alla glaucofanizzazione delle associate ofioliti e riprende i letti delle già metamorfiche filladi sottostanti, che risultano pertanto paleozoiche.

AFCHAIN (1967) vede fra Molochio e Platì un contatto tettonico dei graniti delle Serre sovrascorsi verso W sugli scisti dell'Aspromonte, con miloniti e micropieghe dirette N 20° E e con pendenza generale N 110°-120° E. GRANDJACQUET (1967) vede fra M. Alpi e Cetraro la seguente successione di fasi tettoniche: S1 con micropieghe dirette NE-SW e neoformazione di minerali; S2 con micropieghe dirette NW-SE e neoformazione di minerali; S3 con micropieghe W-E vergenti verso N e neoformazione di minerali; S4 con pieghe e micropieghe e piani di taglio, con direzioni WNW-ESE e vergenza SW; S5 con pieghe e micropieghe e piani di taglio, con direzioni NE-SW e vergenza SE; S6 con micropieghe NS vergenti sia verso E che verso W. Il metamorfismo alpino corrisponderebbe alle prime quattro fasi, e sarebbe compreso fra il Burdigaliano inferiore ed il Burdigaliano superiore per S1 e S2, posteriore all'Elveziano inferiore per S3 ed S4, il tutto come espressione dei sovrascorrimenti dei margini settentrionali ed occidentali del Cristallino silano. AFCHAIN (1969) nota finestre di gneiss occhiadini (forse « scisti bianchi ? ») sotto le filladi presso Montebello Jònico. Si tratta probabilmente di un elemento della struttura a scaglie ripetutamente sovrapposte dell'Aspromonte, tuttora sconosciuta ma trasparente dalla lettura della Carta Geologica al 25.000.

La conclusione che si può tirare da questi dati è che essi sono di scarsa utilità perché sono riferiti ad una tuttora non definita stratigrafia di unità tettoniche sovrapposte. Eventuali lineazioni di età ercinica non rivestono molta importanza, dato l'abisso di ignoranza che ci separa dal poter immaginare dove mai stessero le varie unità calabridi in epoca ercinica. Per le lineazioni di età alpina sarà molto difficile arrivare a precise conclusioni anche quando si disporrà di dati esattamente rife-

riti a singole formazioni di singole unità ben individuate, dato che il discorso non può limitarsi alle strutture e posizioni relative mostrate localmente dalle varie unità, anche prescindendo da derive e rotazioni d'insieme a largo raggio, come si vedrà qui avanti.

Considerazioni sulla vergenza delle strutture calabresi

Un primo punto da tener presente nell'interpretazione dei dati strutturali, non tanto di quelli sopra elencati quanto di quelli che verranno raccolti ben più sistematicamente in futuro in base ad un più maturo quadro di conoscenze sulla Calabria, è che essi saranno sempre di importanza subordinata rispetto alle grandi linee del quadro strutturale generale. Gli elementi di crosta terrestre contraddistinti dal particolare comportamento tettonistico impresso nella loro stratigrafia cristallina o sedimentaria costituiranno sempre dei ben riconoscibili elementi strutturali primari, e la loro reciproca giustapposizione o sovrapposizione avrà sempre un significato molto più determinante che non pieghe, micropieghe e fratture in esse rinvenibili. Infatti dal punto di vista teorico, ben trattato da SCHMIDT (1932), la traslazione delle unità tettoniche deve logicamente terminare contro ostacoli che ne impediscono il moto, ed è in questo momento che si accentua la loro deformazione imprimendovi la massima parte delle strutture comprese nel concetto di vergenza, che pertanto in questo senso meso- e microstrutturale andrebbe riferito solo a stadi finali del trasporto orogenico, e per gran parte addirittura a stadi postorogeni come per le faglie da sollevamento e da subsidenza e per le pieghe da « lateral spreading ».

I grandi lineamenti del quadro, costituiti dal corpo delle grandi unità stesse e non da loro singoli punti di deformazione, allo stato attuale delle conoscenze risultano: *a*) un asse NNW-SSE delle finestre panormidi della Catena Costiera, che prosegue verso N curvando decisamente nella direzione NW-SE, ed all'altro estremo è collegabile solo col lontano asse ESE-WNW delle Madonìe orientali-Monti di Palermo-Capo S. Vito; *b*) un simile asse NNW-SSE delle formazioni ofiolitifere della Catena Costiera-Valle del Crati-Sila Piccola, che si segue per poco verso N dove piega in direzione NW-SE, e verso S non si ritrova più; *c*) un asse NW-SE della Falda di Longi a Rossano, collegabile solo con l'asse SE-NW della Falda di Longi da Taormina a San Fratello nei Peloritani, e solo mediante un arco che passi all'esterno della costa jonica; *d*) un asse NW-SE dei vari lembi della Falda di Galati da Amantea a Catanzaro, che devia nella direzione NE-SW nei lembi della stessa successione da Guardavalle ad Antonimina e nella direzione E-W nei lembi del versante meridionale dell'Aspromonte, per ritornare alla direzione SE-NW da Forza d'Agrò a Novara di Sicilia nei Peloritani.

La Falda di Galati viene in questo modo a costituire un arco notevolmente fitto di affioramenti e ben delineato, chiaramente interno rispetto al potenziale arco Rossano-Taormina-S. Fratello della Falda di Longi. La sottoposizione dei terreni della Falda di Galati a quelli delle due falde che seguono verso l'alto (Mandanici-Castagna ed Aspromonte) sembra sicura nella Sila Piccola e nei *Peloritani*, e fa pensare che debba esser tale anche nella fascia costiera jonica delle Serre, nonostante le varie asserzioni in contrario, come è stato discusso più addietro. Se anche così non fosse, la eventuale posizione frontale del Mesozoico di Stilo-Antonimina in sovrapposizione stratigrafica sul Cristallino delle Serre non toglierebbe né continuità né significato paleogeografico all'arco prima descritto. Tuttavia, come per il Mesozoico di Rossano in posizione fortemente analoga, è poco probabile che sulla fronte di una massa cristallina come la Falda dell'Aspromonte non si siano avuti accavallamenti in corrispondenza del punto di arresto, ed infatti sia sulla Falda di Longi a Rossano che su quella di Galati a Stilo ed a Cànolo son segnalati sovrascorrimenti del Cristallino della Falda dell'Aspromonte.

Al di sopra di questi archi la Falda di Castagna affiora lungo un asse NW-SE dall'altezza di Paola ad E di Cosenza a tutto il versante SW della Sila Piccola, continuando nella zona di Girifalco e nell'Aspromonte, e risultando collegabile solo con la Falda di Mandanici in Sicilia. L'arco potenziale così descritto ricopre quasi quello della Falda di Galati, rimanendo appena all'esterno di questo a N della Stretta di Catanzaro, appena all'interno a S di questa.

Lo stesso può dirsi per gli affioramenti della Falda dell'Aspromonte, decorrenti secondo un approssimativo asse NW-SE dalla Catena Costiera alla Sila fino alla stretta di Catanzaro, all'interno rispetto al tratto rossanese della Falda di Longi ed all'esterno rispetto al tratto Catena Costiera-Sila Piccola delle falde di Galati e di Castagna, per continuare secondo un asse NE-SW nelle Serre ed E-W nell'Aspromonte, correndo all'interno della Falda di Galati ed al di sopra di quella di Castagna,

per girare verso assi ESE-WNW nei Peloritani, in posizione interna rispetto alle tre falde di Longi, di Galati e di Mandanici.

Le posizioni reciproche dei vari archi sono largamente coincidenti, correndo essi in parte all'interno in parte all'esterno l'uno dall'altro, e questo significa che le relazioni complessive sono in realtà di sovrapposizione e che l'ubicazione degli affioramenti è controllata dall'erosione e quindi dal sollevamento postorogeno. Si ha una notevole eccezione per la posizione reciproca degli archi della più esterna Falda di Longi (Rossano-Taormina-S. Fratello), e della più interna Falda di Galati (Amantea - Catanzaro - Guardavalle - Antonimina - Motticella di Bruzzano-Capo dell'Armi-Forza d'Agrò-Novara di Sicilia). Questa posizione è in armonia col carattere delle due successioni mesozoiche, di soglia più subsidente per la Falda di Longi e di soglia meno subsidente per quella di Galati, e perciò rispecchia probabilmente in parte un originario rapporto paleogeografico.

Alla luce di questi rapporti a grandi linee fra le posizioni dei grandi corpi geologici corrispondenti ad originari elementi crustali, le vergenze locali acquistano un significato nettamente subordinato rispetto alla vergenza generale, che la Lucania e la Sicilia ci dicono essere dal Tirreno verso lo Jonio, anche a prescindere dalle conoscenze che si vanno raccogliendo sulla diversità delle caratteristiche crustali dei due mari. In particolare, le vergenze da S verso N ed i gradienti metamorfici nello stesso senso, rilevati dai frontisti africani nella Catena Costiera e nella valle del Crati, acquistano un chiarissimo significato di estremità settentrionale di un semicerchio di vergenze completo, da quella NE nella Catena Costiera e nella Sila a quella SE nelle Serre e a quella S nell'Aspromonte, e infine verso SW nei Peloritani, come appare evidente dalla Fig. 30 (qui riprodotta in fig. 65) di De Roever E. W. F. (1972), che non poteva andare a rilevare il metamorfismo delle ofioliti se non nel limitato settore d'arco in cui esse affiorano, e non avrebbe dovuto trarre conclusioni geotettoniche generali in base ad un quadro così limitato.

E' opportuno ricordare che la vergenza NE delle formazioni liguridi della Calabria settentrionale è visibilissima nel metamorfismo decrescente verso NE della Formazione del Frido e degli argilloscisti sottostanti ai Calcari a Calpionelle ad essa provvisoriamente assegnati, ed assente nelle formazioni liguridi sovrastanti e tettonicamente scaglionate in progressiva successione verso NE dal basso all'alto. De Roever E.W.F. ha dovuto separare artificiosamente le formazioni liguridi metamorfiche da quelle non metamorfiche come discusso addietro, e senza questa separazione il gradiente metamorfico e lo scaglionamento tettonico indicano ancor più chiaramente la vergenza NE delle strutture liguridi nordcalabresi. La stessa vergenza è indicata anche dalle scaglie di terreni cristallini, di ofioliti e dei Calcari di Mezzana, che sono presenti in tutto l'affioramento della Formazione del Frido ed argilloscisti annessi e sono assenti nelle successive formazioni liguridi ed in quelle sicilidi.

Quanto al meccanismo centrifugo delle vergenze campano-lucano-calabro-sicule, ben distribuite lungo un arco molto accentuato avente il piccolo raggio di curvatura di 100 km, esso appare difficile da spiegare teoricamente in quanto dovrebbe aver prodotto apporti sia sedimentari che orogenici da un nucleo centrale di piccola estensione verso una geosinclinale foggiata a guisa di periferica gronda di riempimento, ed appare privo di testimonianze strutturali che dovrebbero consistere in depositi sedimentari od orogenici ad andamento radiale come nei vulcani. Da queste considerazioni deriva in Ogniben (1969) l'ipotesi di torsione assiale in epoca postorogena della fascia corrugata, che suggerisce un capitolo ancora non studiato di tettonica recente ed attuale, nel quadro geodinamico della saldatura tra il continente africano e quello europeo a spese delle aree oceaniche residuali del Mediterraneo occidentale. In questa luce le evidenze macro- e microtettoniche che potranno esser raccolte, quando si disporrà di un relativamente sicuro quadro strutturale, acquisteranno probabilmente significati riferibili ad orientamenti orogenici ben diversi dalle strutture attuali. Potrebbero per esempio risultare dominanti le vergenze di un originario orogeno campano-lucano-calabro-siculo ad asse molto meno curvo dell'attuale, o addirittura rettilineo. In questo caso le vergenze N (in realtà NE) della Calabria settentrionale risulterebbero originariamente allineate con gli accavallamenti verso NE del Rossanese, con quelli verso SE delle Serre e con quelli verso S dell'Aspromonte.

Sembra però probabile che, se si è prodotta una torsione postorogena del tipo di quella immaginata in Ogniben (1969), essa debba aver prodotto stati di compressione concentricamente crescenti dalla periferia verso il centro di curvatura dell'arco, e quindi pieghe ed altre strutture di deformazione ad assi radiali rispetto al cono di compressione, e vergenze normali rispetto a queste generatrici del cono. Molte lineazioni dirette normalmente all'arco calabrese e molte vergenze ad esso parallele,

come quelle riportate dagli autori francesi, troverebbero in questo caso una spiegazione entro a quella « ottica nuova che bisogna usare nell'esaminare i problemi del corrugamento » (OGNIBEN, 1969, p. 738) e che si riflette soprattutto sulla cronologia delle strutture in generale tettoniche ed in particolare orogeniche, o ritenute tali. Si potrebbe in questo modo giungere a vedere che molte strutture che sono state spiegate come evidenze di determinate fasi orogeniche appartengono invece a fasi molto più tardive, o sono in realtà addirittura postorogene come prodotto di stadi finali del grande ciclo geodinamico che porta alla formazione degli orogeni di tipo mediterraneo secondo DEWEY (1969), come sembra logico anche in base alle recenti teorie tettoniche globali che mostrano vicende orogeniche talmente complesse e tormentate da non permettere per la massima parte la conservazione di strutture tettoniche delle fasi iniziali dei corrugamenti.

Il gradiente metamorfico del Complesso Liguride

Come ricordato addietro, le cause del metamorfismo liguride sono state discusse a lungo in OGNIBEN (1969) in base alla curiosa struttura della liguride Falda di Trebisacce nella zona del confine calabro-lucano, dove le singole formazioni della successione liguride sono reciprocamente scalate dal basso all'alto e da SW verso NE in « uno scaglionamento embriciato quale si può realizzare dando una spinta in avanti ad un mazzo di carte da gioco ». Questa struttura, e la limitazione del metamorfismo ai livelli inferiori della successione liguride, « fanno pensare che le forti pressioni del metamorfismo a glaucofane-lawsonite abbiano agito prima del trasporto orogenico, quando il Complesso Liguride costituiva ancora il riempimento della parte interna dell'eugeosinclinale. Dal lato interno cominciavano allora a sollevarsi, accatastandosi l'una sull'altra e premendo lateralmente verso la fossa liguride, le varie unità calabridi ». Pertanto l'età dei ricoprimenti intracalabridi, prossima al limite Eocene-Oligocene, dovrebbe esser molto vicina a quella del metamorfismo liguride finora determinata solo da BORSI & DUBOIS (1968) con 48 $\pm$ 2 MA (Eocene), e la causa agente del metamorfismo dovrebbe essere secondo OGNIBEN (1969) la sovrapressione tettonica concomitante col trasporto del Complesso Calabride su quello Liguride, per valori di 2-3000 bars secondo TURNER & VERHOOGEN (1960) da aggiungere a pressioni di puro seppellimento sedimentario e tettonico fino a massimi da 1000 a 7000 bars (da 3700 a 26000 m di profondità) secondo gli schemi di WINKLER (1965).

L'argomento è stato successivamente approfondito da vari autori, e ne è uscito precisato un gradiente S-N del metamorfismo, che ha il valore di una vergenza limitata all'estremità settentrionale dell'arco calabrese ed in realtà rivolta piuttosto verso NE come è stato ricordato nel capitolo precedente, e sono stati meglio precisati i relativi valori di temperatura e pressione. Un primo abbozzo di questo gradiente si ha in DUBOIS (1969 b) che riproduce un diagramma di facies ad alta temperatura e relativamente bassa pressione o facies I ad epidoto-glaucofane senza lawsonite (Gimigliano, Rose), a valori intermedi o facies II a lawsonite-glaucofane-calcite (Terranova da Sìbari), a bassa temperatura ed alta pressione o facies III a lawsonite-glaucofane-aragonite (S. Severino Lucano, Episcopìa), il tutto ritenuto però di epoca ercinica (v. addietro fig. 217).

HOFFMANN (1969; 1970) nega l'esistenza di un gradiente metamorfico spaziale, in quanto nella regione fra Viggianello e Paola si sarebbe avuta solo successione temporale fra una prima fase di puro carico con produzione di rocce a glaucofane limitatamente alla parte settentrionale della regione, fra Viggianello e Sangineto, mentre in un secondo tempo si sarebbe avuta una fase di movimento differenziale con maggiori temperature (e minori pressioni in realtà non dimostrate dalla documentazione) con produzione di rocce a lawsonite e/o epidoto, direttamente su alcalibasalti e sedimenti nella parte meridionale fra Sangineto e Paola e sovraimposta sulle rocce a glaucofane fra Sangineto e Viggianello. La facies delle rocce così risultanti costituirebbe un passaggio tra quella a glaucofane e quella di scisti verdi, ed apparirebbe dimostrabile anche nelle filladi della parte settentrionale attraverso relitti di lawsonite e di strutture di una precedente maggior cristallinità.

In realtà quest'ultima conclusione non appare fondata su dati di qualche consistenza, e gratuita appare anche la conclusione che le rocce verdi della molto tettonizzata zona Sangineto-Paola non debbano mai aver attraversato una precedente facies a glaucofane. In ogni caso si può concludere che anche HOFFMANN (1969; 1970) conferma in realtà la presenza di un gradiente metamorfico spaziale da N a S, con rocce a più basse temperature di formazione verso Nord, e rocce a più alte temperature (e più basse pressioni, ma non appare dimostrato)

verso Sud, anche se l'autore dà a questo gradiente un significato puramente temporale.

DUBOIS (1970) ritorna sulla presenza di un gradiente metamorfico nordcalabrese, questa volta a facies di alta pressione e bassa temperatura (subfacies a lawsonite-glaucofane) verso Nord, e di maggior temperatura e pressione (subfacies ad epidoto-glaucofane) verso Sud (v. addietro fig. 219). Nelle « finestre settentrionali » (Malvito, Terranova da Sìbari) si hanno rocce della subfacies a glaucofane-lawsonite di WINKLER (1965); nelle « finestre delle regioni intermedie » (Rose, Fuscaldo) si hanno rocce a lawsonite e glaucofane in quantità subordinata, che fanno passaggio a quelle delle « finestre meridionali » (Gimigliano, M. Reventino, Còrica, Savuto), caratterizzate dall'assenza totale di lawsonite e date da quarzo, albite, muscovite, clorite, epidoto, attinoto, glaucofane, titanite, minerali opachi, eventuali pirosseni sodici, ed ascrivibili alla facies degli scisti verdi a glaucofane di WINKLER (1965). Il gradiente metamorfico indica chiaramente un aumento di temperatura da N a S; per le pressioni, « senza voler pretendere che la pressione di carico abbia avuto un ruolo determinante nella differenziazione delle subfacies a glaucofane in Calabria », i dati strutturali « provano che essa era senza dubbio molto più importante nel caso della subfacies ad epidoto-glaucofane »; infatti le finestre meridionali sopportano un carico di falde di trasporto molto maggiore che non le finestre settentrionali. Inoltre, dal punto di vista petrostrutturale DUBOIS rileva una sola fase di metamorfismo.

E' da rilevare il profondo contrasto fra HOFFMANN (1970) e DUBOIS (1970) non solo sulle conclusioni, come può esser dovuto al fatto che in realtà sono ancora in discussione le condizioni di formazione e di stabilità dei relativi minerali, ma addirittura sui dati petrografici in quanto il primo fa sparire verso S il glaucofane, mentre il secondo lo fa rimanere e cancella invece la lawsonite. Uno dei due sbaglia le determinazioni petrografiche, oppure l'errore va localizzato nel prelievo di campioni e nelle insufficienti conoscenze geologiche.

DE ROEVER W. P. (1970) discute le condizioni del metamorfismo a glaucofane in generale, mettendo in rilievo la sua accentuata limitazione a fasce metamorfiche postpaleozoiche, sia per il glaucofane che ancor più per la lawsonite, nonché in particolare la scarsità di questi minerali nelle Alpi svizzere ed austriache e nella Cordigliera Betica in contrasto con la diffusione nelle Alpi Occidentali, in Corsica e piccole isole adiacenti, ed in Calabria; « questa peculiare distribuzione può racchiudere qualche importante ancora non compreso significato geotettonico riguardante la genesi del sistema alpino » (sembra invece piuttosto agevole riferire per le Alpi questa distribuzione all'ubicazione delle formazioni eugeosinclinaliche !). L'autore attribuisce la giovane età delle rocce a glaucofane essenzialmente ad una secolare diminuzione del gradiente geotermico della terra. Vien messa in rilievo la relazione fra le masse ofiolitiche e le rocce a metamorfismo di alta pressione, in connessione con l'ipotesi che le prime siano frammenti del mantello superiore tettonicamente dislocati.

Per la formazione del glaucofane vengono ammessi 1 kb a 200°, 4 kb a 300°, 7 kb a 400°; per la crossite un minimo di 5 kb a 200°, il che fa presumere per i comuni termini alquanto ferriferi di glaucofane pressioni superiori che non per il glaucofane esente da ferro; per la lawsonite infine 4,5-5 kb a 200°, 5-5,5 kb a 300°, 5,5-6 kb a 400°, e molto maggiori pressioni a 500°. La frequente precedenza della lawsonite sul glaucofane dimostra che essa si forma a pressioni in parte simili ma generalmente più basse che non la crossite ed il glaucofane ferrifero. Provvisoriamente si possono assumere quale limite inferiore della formazione di glaucofane e lawsonite i 4-5 kb a 200°. Queste condizioni potrebbero essere raggiunte probabilmente più per carico tettonico da parte di falde di ricoprimento che per semplice carico sedimentario, ma se si pensa ai dati sulla formazione delle spesso concomitanti aragonite e giadeite associata con quarzo si sale ai probabili 8 kb.

Bisogna allora pensare non a solo carico, ma a sovrapressioni di origine tettonica, in parte come sovrapressione di fluidi, testimoniata anche dalla presenza di fratture (rocce competenti !) con riempimenti a lawsonite, glaucofane, aragonite ecc., anche perché carichi tettonici a falde di ricoprimento sovrapposte per 15-30 km (ed ora erose) non sarebbero accettabili dal punto di vista geologico, secondo l'autore. La formazione di glaucofane e lawsonite può localizzarsi presso superfici di scorrimento di falde, o presso faglie profonde, ma in molti casi della letteratura una struttura a falde sembra improbabile, ed in questi casi bisogna pensare a pressione di carico puramente sedimentario combinato con sovrapressioni di origine tettonica. Siccome si osserva uniforme distribuzione del metamorfismo a glaucofane sopra considerevole potenza delle formazioni interessate, come nel caso dei pennidici « schistes lustrés », nasce l'idea (VIALON, 1966) che esso sia dovuto

ad una fase embrionale del corrugamento a forte pressione e debole gradiente termico, ancora entro la fossa geosinclinalica prima del riversamento delle falde verso l'esterno della catena. Oltre che in questa fase embrionale entro la geosinclinale, sovrapressioni tettoniche possono sempre verificarsi per l'accatastarsi delle falde di ricoprimento.

Il concetto della sovrapressione tettonica nell'incipiente restringimento dell'eugeosinclinale, come causa del metamorfismo a glaucofane, è stato già espresso anche in OGNIBEN (1969) sulla base di considerazioni dello stesso tipo.

DE ROEVER & BEUNK (1971) descrivono a loro volta un gradiente metamorfico dalle rocce a glaucofaune-lawsonite della zona Mormanno-Scalea-S. Nicola Arcella associate a filladi con vene a ferrocarfolite, alle rocce a lawsonite-albite di Sangineto ancora associate con filladi a ferrocarfolite, alle rocce di Fuscaldo ancora a lawsonite-albite ma non più associate con ferrocarfolite, alle rocce di M. Reventino a epidoto-attinolite associate con scisti a cloritoide, dagli autori ritenuto un equivalente di più alto grado metamorfico della ferrocarfolite.

DE ROEVER E. W. F. (1972) apporta alla questione del gradiente metamorfico nordcalabrese un contributo decisivo col suo studio petrografico. Egli distingue e precisa nelle ofioliti liguridi sei zone metamorfiche, riprodotte addietro in fig. 65, come segue da Nord a Sud:

1) zona a metabasiti senza minerali di alta pressione, fra M. Raparo e Cerchiara di Calabria;
2) zona a metabasiti con lawsonite, anfiboli sodici e pirosseni sodici in piccole quantità, fra Latrònico e S. Severino Lucano;
3) zona a rocce blù a lawsonite-glaucofane fra Mormanno-Scalea e Terranova da Sìbari;
4) zona a metabasiti verdi o violette a lawsonite o pumpellyite fra Laise e Rose;
5) zona a scisti verdi ad attinolite-epidoto fra Cosenza e Catanzaro;
6) zona a scisti verdi ad attinolite-epidoto con glaucofane presso Falerna.

Il gradiente esprime una successione di associazioni caratteristiche di pressioni e temperature crescenti da N a S, con sovrapposizione di un successivo metamorfismo nella facies di scisti verdi che imprime alle ofioliti un carattere polimetamorfico, predominando soprattutto da Cosenza verso Sud, ed esprime nell'assieme un ulteriore aumento di temperatura a pressioni minori che non nelle associazioni precedenti (v. addietro figura 66).

Le conclusioni dell'autore in campo geotettonico si riassumono come una successione di unità in ricoprimento da Sud verso Nord, con metamorfismo di alta pressione prodottosi al livello della sola unità ofiolitifera durante il trasporto orogenico, per sovrapressione tettonica localizzata nell'unità stessa più o meno indipendentemente dal carico sovrastante.

Sono già state criticate addietro queste conclusioni dovute alla manchevole conoscenza della geologia dell'area calabro-sicula; all'attenzione troppo esclusiva dedicata agli orientamenti E-W delle metabasiti di Fuscaldo e non a quelli NW-SE visibili nelle altre rocce di Fuscaldo e nella zonazione metamorfica; al non aver considerato che l'affioramento liguride in Calabria costituisce solo un ristretto settore all'estremo NW dell'arco calabro-siculo; infine, all'aver aprioristicamente ammesso l'esistenza di rocce verdi triassiche a Lungro-Acquaformosa, pretendendole estranee al quadro liguride, dopo aver dimostrato l'appartenenza a questo stesso quadro delle pretese rocce verdi triassiche di Cetraro. E difatti, un recente accenno ad un gradiente metamorfico E-W da rocce a pumpellyite a rocce a lawsonite e poi ad anfiboli sodici esce fuori con PICARRETA (1972) per la zona di Falerna.

Cause del metamorfismo liguride

I dati portati da DE ROEVER E. W. F. (1972) sono tuttavia di grande aiuto nel precisare le possibili conclusioni sul metamorfismo liguride nordcalabrese. Si è visto addietro che il ricoprimento del Complesso Calabriche sul Complesso Liguride può esser datato fra la fine dell'Eocene e la fine dell'Oligocene, risultando pertanto con notevole probabilità posteriore al metamorfismo del Complesso Liguride, datato nelle muscoviti di Cetraro all'Eocene medio da BORSI & DUBOIS (1968) con un dato importante quantunque purtroppo ancora isolato. Poiché il metamorfismo nella facies di alta pressione dovette a quanto risulta dagli autori precedere la formazione delle muscoviti nella facies di scisti verdi, si può a grandi linee farlo coincidere con la sedimentazione liguride del Flysch di Albidona, il cui detrito certamente proviene da terreni cristallini sollevati e sottoposti all'erosione sul lato interno della zona isopica liguride, e quindi con ogni probabilità riferibili al Complesso Calabride.

Si può ricordare ancora una volta l'attuale giacitura scaglionata delle varie formazioni liguridi

calabro-lucane (OGNIBEN, 1969) spostate l'una rispetto all'altra progressivamente verso l'esterno dalle più antiche e profonde alle più elevate e recenti; scaglionamento che potrebbe aver avuto inizio già durante la sedimentazione del Flysch di Albidona per effetto della spinta del Complesso Calabride dall'interno. Si ottiene in questo modo un quadro per cui sulle masse ofiolitiche alla base del Complesso Liguride avrebbero durante l'Eocene gravato: 1) la pressione di carico sedimentario della successione liguride stessa, potente almeno 5000 m; 2) la pressione di carico tettonico della zona calabride in piena surrezione, già sovrapposta sul lato interno alla zona liguride, con potenze ignote ma probabilmente inferiori o al massimo equivalenti ai 10 km prospettati da DE ROEVER E. W. F. (1972); 3) la sovrapressione tettonica, di carattere del tutto sconosciuto e puramente ipotetico, che poteva essere esercitata sul lato interno dei livelli liguridi profondi dalla massa calabride spinta verso l'esterno e contro di essi dalle tuttora praticamente ignote forze orogeniche.

La sovrapressione tettonica in questione può esser stata la risultante:

1) della trasmissione di tipo idrostatico del carico dell'intera massa calabride, sollevata dal corrugamento a forte dislivello nei confronti della fossa liguride;

2) della pressione laterale dovuta al trascinamento della massa sialica calabride sul dorso della litosfera oceanica scendente al di sotto della fossa liguride;

3) della pressione laterale dovuta alle forze di massa agenti nel moto di deriva del blocco continentale africano esterno alla fossa liguride, nel senso della chiusura della Tetide e perciò verso l'area oceanica (oggi Mar Tirreno) e verso la massa sialica calabride poggiante sulla *relativa* litosfera;

4) delle forze non di massa ma di spinta localizzata che potevano agire sul promontorio italiano del continente africano se esso aveva già raggiunto, come sembra, la sponda opposta dell'oceano tetideo, cominciando ad accavallarsi al di sopra delle Alpi dalla zona di Ivrea alle falde austridiche, ed a deformarsi sotto la spinta con rotazione in senso antiorario resa evidente da quella deformazione ad S che si vede negli archi piemontese e calabrese, e che sembra sfociare in epoca plio-pleistocenica ed attuale nella rottura della Penisola nei quattro tronconi (fig. 243) piemontese-lombardo, nordappenninico-veneto, sudappenninico-siculo, ed infine ibleo-calabrese (ad intervalli di mesi questi tronconi si stanno attualmente alternando fra loro in terremotini aventi probabilmente lo scopo di richiamare l'attenzione degli studiosi, nonché quella saltuaria dei giornali e dell'opinione pubblica e forse addirittura quella delle autorità politiche e scientifiche italiane). Non bisogna infatti dimenticare la possibile origine europea del Complesso Calabride.

FIG. 243 — Schema delle catene corrugate alpine nell'area mediterranea secondo OGNIBEN (1969, 1972 a).
— Scheme of Alpine folded belts in the Mediterranean area according to OGNIBEN (1969, 1972 a).

Questa sembra allo scrivente la linea di ipotesi che permetterebbe di conciliare la necessità di una sovrapressione tettonica con la probabile precedenza cronologica del metamorfismo rispetto ai ricoprimenti, come già si è accennato per questa stessa zona in OGNIBEN (1969) e come sembra avvenire anche nelle Alpi ed altrove, a giudicare dall'ipotesi di metamorfismo a glaucofane in fase tettonica embrionale secondo VIALON (1966).

Molto interessante, sotto riserva di verifica, va giudicato l'accenno di DE ROEVER E. W. F. (1972) alle peridotiti e serpentiniti presso Fagnano Castello come « locale continuazione in profondità della parte profonda dei gneiss granatiferi catazonali, e non come frammenti staccati del mantello ». Se l'ipotesi risulterà accettabile in seguito a dettagliati rilevamenti, si collegherà con quanto asserisce NOVARESE (1931) circa le rocce « dioritiche » e « noritiche » alle falde occidentali della Sila e sul versante tirrenico delle Serre, dove abbondano in masse notevoli anche se discontinue, e specialmente circa « l'affioramento diorito-kinzigitico Gioia Tauro-Palmi », la cui importanza « sta nel fatto che è il solo in Calabria nel quale la diorite si presenti in una così grande massa da ricordare la fisionomia della zona d'Ivrea nelle Alpi ».

Se si ricorda che anche nella subverticale zona Ivrea-Verbano alle rocce basiche si accompagna sul lato SE un altrettanto potente spessore di kinzigiti e calcari, e se si pensa che le rocce cristalline calabresi sono in giacitura suborizzontale ma alquanto in salita dallo Jonio verso il Tirreno, dove pertanto affiorano livelli più profondi, appare probabile che nella zona Gioia Tauro-Palmi e nei minori lembi della Catena Costiera e dei versanti occidentali della Sila e delle Serre si venga ad avere un equivalente della zona basica di Ivrea. Questa è risultata con GIESE (1968) essere la parte profonda simatica della crosta nordappenninica traslata sopra la crosta sialica alpina nel settore fra l'arco delle Alpi Occidentali ed il Monferrato (fig. 244). Analogamente in Calabria si avrebbero dei lembi di una parte profonda simatica di una crosta sialica calabride, forse originariamente in continuità con quella corso-sarda, in posizione traslata sopra la crosta sialica sudappenninica.

La cosa sarebbe tanto più interessante in quanto essa si verificherebbe in due archi di torsione assiale molto simili, quello piemontese e quello calabrese (OGNIBEN, 1969) dove, pur nella differente posizione sui due opposti lati del corrugamento appenninico, sono molto spinte le analogie sia dal lato geotettonico (torsione a raggio di curvatura identico, formazione kinzigitica spinta in ricoprimento ai livelli più elevati) che da quello gravimetrico (forte anomalia positiva lungo l'interno dell'arco) che infine dal punto di vista geodinamico, con le faglie vogherese e dello Stretto di Messina

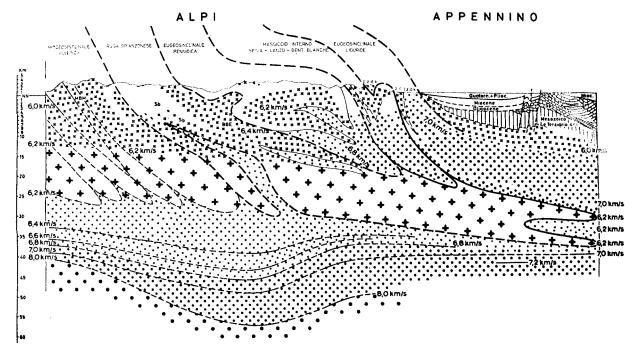



FIG. 244 — Le radici sialiche alpine (6,2 km/sec) sottoposte alla zona simatica appenninica (7 km/sec) dalle Alpi Occidentali al Monferrato. Da GIESE, GUENTHER & REUTTER (1970), modificato secondo una schematizzazione geologica.

— Alpine sialic roots (6,2 km/sec) overriden by the Apenninic simatic zone (7 km/sec) from Western Alps to Monferrato. From GIESE, GUENTHER & REUTTER (1970), modified by the present writer according to a geological schematism.

che tagliano i due archi e sono sismicamente attive. I sismi profondi del Tirreno sembrano infatti non doversi collegare con quelli normali della Calabria, secondo lavori di prossima pubblicazione (PETERSCHMITT, 1972; RIUSCETTI & SCHICK, 1972), e verrebbero forse a configurare un fenomeno del tutto indipendente di risalita di materiale dal mantello profondo verso il fondo del Mar Tirreno lacerato proprio dall'attuale deformazione visibile nella torsione ad S degli archi piemontese e calabrese e nella torsione antioraria della Penisola, come appare da RITSEMA (1969).

Evidentemente, la presenza di crosta profonda simatica alla base del Complesso Calabride in ricoprimento sul Complesso Liguride presta appoggio all'ipotesi che quest'ultimo sia stato portato nel corrugamento a profondità ben equivalenti a quelle medie della superficie di MOHOROVICIC, come appunto richiesto dalle condizioni del metamorfismo a glaucofane e come risulta altrimenti difficile spiegare senza l'aiuto di non ben definibili « sovrapressioni ».

Dall'insieme dei due lavori di HOFFMANN (1970) e di DE ROEVER E. W. F. (1972) si ricava comunque un inquadramento notevolmente chiaro e definito della vicenda del corrugamento appenninico in Calabria. A parte il contributo petrografico di alto valore dei due studi, che costituisce una solida base per le ulteriori ricerche in Calabria e non solo sui terreni liguridi, dal punto di vista geologico sembra probabile che vi sia stata una fase iniziale di sprofondamento e di chiusura (sealing) del Complesso Liguride al di sotto del Complesso Calabride, quest'ultimo in pieno processo di raccorciamento con accatastamento delle sue quattro unità di primo ordine. A questa fase sarebbe dovuto il metamorfismo a glaucofane, sia perché lo sprofondamento della base liguride raggiunse le profondità tipo Moho richieste da quell'associazione mineralogica, oppure perché a profondità minori si sommarono sovrapressioni tettoniche originate dalla spinta anche laterale della ormai raccorciata, ispessita, sollevata e sovraincombente massa calabride. Non si spiega invece, proprio da un punto di vista geotecnico, una sovrapressione tettonica localizzata ad un livello ben definito entro un edificio a falde già configurato.

A questa fase sarebbe seguita quella del ricoprimento calabride e liguride sul Complesso Panormide, con sovraimpressione al di sopra della facies a glaucofane della « facies a lawsonite-albite-clorite di transizione alla facies di scisti verdi » di HOFFMANN (1970), ovvero della facies di scisti verdi secondo DE ROEVER E. W. F. (1972), che è poi sempre la stessa cosa e che non sembra affatto aver cancellato fra Cosenza e Catanzaro ogni traccia delle facies di alta pressione, che secondo HOFFMANN addirittura non si sarebbero mai formate in quella zona.

La datazione delle due fasi oscilla: per la prima fra l'Eocene alto indicato dalla messa in posto dei ricoprimenti intracalabridi e l'Eocene medio indicato per l'inizio della facies di scisti verdi dalle muscoviti di Cetraro in BORSI e DUBOIS (1968); per la seconda probabilmente fra il Miocene basso dei ricoprimenti antisicilidi ed il Burdigaliano alto che appare sovrascorso fra Grisolìa, Maierà e Colle Trodo. Per zone più interne rispetto a queste località una data mediamente e grossolanamente accettabile potrebbe essere anche la fine dell'Oligocene, data la diacronia della sommità dei livelli miocenici panormidi attualmente osservabili (OGNIBEN, 1969).

La trasgressione anormale alla base del Complesso Postorogeno

Si è visto addietro che il periodo orogenico termina verso il limite Elveziano-Tortoniano ossia, per maggior sicurezza terminologica, verso la base della cenozona a *Globorotalia menardii* secondo CATI *et al.* (1968). La generale trasgressione che ne segue alla base del Complesso Postorogeno merita di essere studiata più attentamente di quanto non sia stata finora, perché almeno in parte sembra trattarsi di una *trasgressione anormale* dovuta al trasporto orogenico, non ad un verticale movimento epirogenico, e pertanto del tipo di quella osservata per il Pliocene superiore-Calabriano del Bacino di S. Arcangelo da LENTINI (1967) e riportata estesamente in OGNIBEN (1969). Questo risulta dalle concordanti osservazioni degli autori sul fatto che parte del Cristallino calabrese non deve mai esser stata sommersa dal mare, ma deve aver alimentato la sedimentazione molassica già dall'epoca della sua messa in posto, e sul fatto che la trasgressione postorogena è largamente contemporanea su tutta la rimanente parte di esso. Si deve aver avuto pertanto un rapido trasporto orogenico del Cristallino calabrese da una elevata posizione subaerea verso una posizione semisommersa, ed in questo consisterebbe la trasgressione postorogena indipendentemente da fenomeni di subsidenza pur presenti ma con diverso ordine di velocità.

Un'analisi del fenomeno, con una delimitazione delle aree giunte all'immersione e di quelle rimaste

sopra il livello del mare, non è ancora stata fatta e non risulterà facile. E' certo però che vi sono aree dove la base dei depositi postorogeni mostra carattere eluviale (Rossanese e Catanzarese, CORTESE 1895, SELLI 1958; OGNIBEN, 1962; SELLI, 1962 b), altre dove essa sarebbe di carattere fluviale (foglio Paola sec. BURTON, 1971), altre e più estese dove essa è di ambiente spiccatamente litoraneo, mentre nelle parti più elevate della Sila sembra non essersi mai avuta la trasgressione secondo quasi tutti gli autori e secondo la logica della provenienza erosiva dei materiali detritici trasgressivi. Provvisoriamente si può concludere con BURTON (1971), che sintetizza le conoscenze precedenti, per una superficie emersa dal Miocene medio in poi nella Sila e nel massiccio Serre-Aspromonte, superficie che risulta riconoscibile per l'estrema maturità morfologica e per la mancanza di tracce di depositi miocenici.

Il trasporto orogenico ebbe necessariamente luogo verso una fossa di subsidenza, mantenendo un livello estremamente superficiale specialmente per quanto riguarda la Falda dell'Aspromonte. Questo si rileva dalla generale cataclasi dei terreni della falda e dalla conseguente alterazione penetrante in profondità fin oltre 60 m sulle « vecchie superfici esposte alle azioni del tempo a partire dal Miocene » (LUGEON & JÉRÉMINE, 1930). Per la paleogeografia a trasporto terminato, le aree prive dei depositi iniziali della trasgressione permettono di pensare ad un dorso emergente dal mare in corrispondenza della parte elevata della Sila e del versante orientale della valle del Crati, prolungantesi nella parte elevata delle Serre e dell'Aspromonte e nel versante orientale delle valli del Mèsima e del Petrace, forse con breve interruzione nella stretta di Catanzaro, ma più probabilmente con un istmo di collegamento del Cristallino fra la Sila e le Serre (v. avanti). Da queste aree emerse il detrito d'erosione veniva apportato ai depositi trasgressivi della Catena Costiera, del Rossanese, del Crotonese, del Golfo di Squillace, della costa jonica delle Serre e dell'Aspromonte e di quell'abbozzo di catena costiera meridionale che è costituito dagli affioramenti cristallini delle zone di Filadelfia-Capo Vaticano-Gioia Tauro-Palmi.

L'asse del sollevamento isostatico postorogeno

Questa situazione dovette modificarsi già nella fase iniziale della trasgressione perché i relativi depositi, vale a dire quelli della Molassa a Clipeastri, denunciano una bilateralità di dislocazione sui due versanti della Catena Costiera che era stata già notata da CORTESE (1895) « mentre che poi non appaiono sulla destra della vallata del Crati ». Alla frettolosa osservazione diretta è apparsa presente anche una bilateralità di sedimentazione che tuttavia necessita di maggiori osservazioni. In ogni caso la differenziazione dei due versanti si instaura rapidamente nei livelli sovrastanti alla Molassa a Clipeastri, molto più grossolanamente detritici verso il Tirreno che non verso il Crati, al punto da oscurare più o meno l'approfondimento della trasgressione nelle « argille marnose a *G. menardii* », nonché la stessa deposizione delle evaporiti messiniane, forse rappresentate da arenarie calcarifere.

Questo significa che immediatamente dopo il trasporto orogenico si disegna un chiaro asse di sollevamento nella Catena Costiera fin'allora sommersa. Su questo asse si trovano oggi le finestre che mettono a giorno i Complessi Liguride e Panormide al di sotto di quello Calabride, ed in epoca calabriana si osserva una trasgressione della pur regressiva colmata calabriana dalla Catena Costiera verso la Sila. Si ha pertanto un movimento differenziale di sollevamento della Catena Costiera rispetto alla Sila, dopo il generale fenomeno di colmata tettonica della subsidenza che aveva a suo tempo prodotto la fossa esterna o miogeosinclinalica entro la quale si erano alla fine venute ad accatastare le falde panormidi, liguridi e calabridi. La sedimentazione del Complesso Postorogeno contribuisce alla colmata della fossa e registra le evidenze dell'inversione di tendenza dalla subsidenza al sollevamento. Questo inizia pertanto già nel Tortoniano in corrispondenza della Catena Costiera e solamente alla fine del Calabriano si estende anche al versante orientale della valle del Crati. Il sollevamento differenziale sembra poter avere un solo significato: l'ubicazione nella Catena Costiera dell'*asse principale del sollevamento isostatico postorogeno*, corrispondente all'asse di massimo accumulo di materiale per fenomeni sedimentari ed orogenici entro la fossa ubicata sul margine continentale della geosinclinale, e cioè entro la miogeosinclinale dell'abituale terminologia geologica.

Mentre nella Catena Costiera l'asse del sollevamento isostatico è reso evidente dall'affiorare delle finestre panormidi lungo la zona assiale, più incerta è la sua continuazione a S della Stretta di Catanzaro.

Poiché in corrispondenza di questa gli assi tettonici passano dalla direzione NNW-SSE a quella NE-SW, sembra che dalla finestra di Nicastro l'asse di sollevamento possa continuare non nella

cresta delle Serre, ma piuttosto nell'allineamento Curinga-Filadelfia-Vibo Valentia-M. Poro-Nicòtera-Gioia Tauro-Palmi-Reggio Calabria.

Attualmente la cresta delle Serre risulta sollevata rispetto agli affioramenti cristallini della costa tirrena, in parte per faglie recenti. Tuttavia anche qui il versante orientale del bacino del Mèsima-Petrace mostra la trasgressione anormale del Calabriano sui terreni cristallini delle Serre, e quindi una configurazione della stessa vicenda di subsidenza differenziale del massiccio cristallino (qui le Serre al posto della Sila) rispetto al Cristallino della costa tirrena (qui l'allineamento Capo Vaticano-Palmi al posto della Catena Costiera). L'asse principale di sollevamento isostatico sembra pertanto anche nella Calabria meridionale ubicato lungo la la costa tirrena, pur se la sua visione sia resa non agevole dal fatto che la massa trasportata come Falda dell'Aspromonte raggiungeva già originariamente i massimi spessori e le massime quote nella Sila e nelle Serre, in seguito inclinate da W verso E e quindi ulteriormente elevate dal fenomeno di sollevamento isostatico avente il suo asse lungo la costa tirrena. La vicinanza dell'asse di sollevamento al versante tirreno anche in corrispondenza dello Stretto di Messina è denunciata dalla continuità dei depositi postorogeni dalla zona di Reggio Calabria verso S e poi verso E con i depositi della zona ionica.

La posizione mediana dell'asse di sollevamento isostatico rispetto alla catena corrugata, od alla fascia di ispessimento sialico che dir si voglia, risulta molto chiara da uno sguardo alla batimetria dell'arco calabro-siculo (v. addietro fig. 229), che mostra come la fascia di ispessimento sialico comprenda verso W i bacini peritirrenici, mentre verso E si passa molto rapidamente dalla costa alle piane batiali ioniche.

Se si pone mente all'affiorare delle finestre profonde nella Catena Costiera, ed anche all'affiorare di facies profonde lungo la costa tirrena della Calabria meridionale, come le granuliti di Curinga (Dubois, 1971 a) e la massa metadioritica Gioia Tauro-Palmi-Bagnara, appare che l'asse principale del sollevamento postorogeno è definibile come la linea lungo la quale il rapporto fra il dislivello stratigrafico, ossia lo spessore dei terreni asportati dall'erosione, ed il dislivello morfologico, o quota assoluta, assume i valori più elevati.

Certamente i rapporti di dislocazione verticale fra le varie fasce concentriche dei massicci cristallini (Sila e Serre), dei bacini interni (Crati, Mèsima-Petrace), dell'asse di sollevamento lungo la costa tirrenica, e dei bacini peritirrenici, vanno considerati anche in collegamento con lo sprofondamento post-mediopliocenico del Tirreno che può essersi riflesso differenzialmente sulle varie fasce in questione. Essi vanno considerati inoltre anche in collegamento con la probabile flessione verso E dell'arco calabrese secondo Ritsema (1969), che può indurre stati di compressione e quindi di sollevamento a valle della flessione, ossia verso l'Jonio, e stati di distensione verso monte, ossia verso il Tirreno dove sono già ben documentati dalle fratture NS (Selli, 1970). Ne risulta un complicato assieme di possibili significati per tutto il fascio di faglie Gela-Catania-Messina-Valle del Mèsima-Valle del Crati, che dev'essere ben delucidato nelle sue componenti passate ed attuali prima di giungere a conclusioni definitive. La posizione del fascio di faglie nella corda di un arco in progressiva deformazione potrebbe spiegare i suoi aspetti trascorrenti in Sicilia, i suoi aspetti di dislocazione verticale in Calabria, il suo annullarsi a Nord della valle del Crati per quanto finora se ne sa.

Tornando al quadro della sedimentazione postorogena ai due lati dell'asse di sollevamento, esso appare ben completo se si prendono in considerazione i bacini peritirrenici di Paola e di Gioia (v. addietro fig. 235), quali risultano in Selli (1970) ed in Finetti & Morelli (1972). Appare evidente la corrispondenza della successione sedimentaria di questi bacini col Complesso Postorogeno conosciuto in terraferma (v. addietro fig. 239). L'orizzonte riflettente delle evaporiti messiniane separa chiaramente una meno articolata porzione sottostante comprendente tutto il Tortoniano, e probabilmente solo quello, da una sovrastante porzione plio-pleistocenica ben articolata in aree a differente sviluppo, nella quale si osserva la « caratteristica comune di tutti questi bacini » e cioè « il recente e marcato sprofondamento dal Miocene superiore a tutto il Quaternario ed ancora in atto », fino ad oltrepassare i 5000 m di potenza al di sopra delle evaporiti messiniane nel bacino di Paola.

La corrispondenza dei sedimenti tirrenici col Complesso Postorogeno siculo-calabro-lucano e la continuità fra questo ed i bacini peritirrenici adiacenti, al di sopra delle falde calabridi e liguridi e quindi non in contatto con la sottostante falda panormide, contrasta seriamente con l'ipotesi di Selli & Fabbri (1971) che la base della loro unità B « corrisponda alla trasgressione del Miocene inferiore, ben conosciuta nell'Italia meridionale » e cioè alla trasgressione del Miocene panormide. L'unità B di Selli & Fabbri vien riconosciuta

come un ciclo sedimentario compreso fra due discordanze, quella mediopliocenica verso l'alto e quella sul basamento verso il basso; la sua parte superiore è infrapliocenica o basso-medio-pliocenica, e « la sua parte inferiore può essere ben correlata con le successioni della Sicilia e della Calabria ». Secondo questo stesso logico ragionamento degli autori, la sua base deve pertanto coincidere con la trasgressiva base del Complesso Postorogeno al limite Elveziano-Tortoniano, e non con la base del Miocene panormide che è ampiamente sovrascorso dalle falde siciliane e calabresi e che non ha mai costituito un ciclo sedimentario unico assieme con le evaporiti messiniane e col Pliocene inferiore. Ne consegue una mancanza di fondamenti anche per l'ipotesi che « la relativamente scarsa potenza dell'unità B e la sua discontinua presenza nella piana batiale possa essere dovuta più alla denudazione tettonica che all'erosione subaerea », in quanto il ciclo sedimentario (includente il ciclo evaporitico messiniano) che termina alla fine del Pliocene inferiore in Calabria ed in Sicilia risulta iniziare al limite Elveziano-Tortoniano come trasgressione postorogena sull'edificio orogenico conseguente ai fenomeni di denudamento tettonico. I dati di SELLI & FABBRI (1971) sono pertanto in ottimo accordo con la geologia di terraferma, ma nel senso di confermare la « oceanizzazione » per denudazione tettonica della crosta tirrenica a favore dell'edificio a falde appenninico, prima del deposito dell'unità B, che assieme con la plio-pleistocenica unità A corrisponderebbe al Complesso Postorogeno del presente lavoro.

La simmetria ai due lati della cresta di sollevamento isostatico lungo la fascia costiera tirrena della Calabria vede verso W i bacini peritirrenici di Paola e di Gioia, verso E i bacini del Crati e del Mèsima-Petrace. La subsidenza di questi bacini sembra a prima vista complementare al sollevamento isostatico stesso. In realtà questa spiegazione potrebbe valere sia per i bacini peritirrenici che quale fattore dello sprofondamento generale del Mar Tirreno segnalato da SELLI & FABBRI (1971). Per i bacini del Crati e del Mèsima-Petrace si vedrà più avanti che c'è una probabile causa generale di subsidenza suprapliocenico-calabriana collegata con una « trasgressione anormale » e con le Falde di Metaponto e di Gela (v. OGNIBEN, 1969), ma che una vera subsidenza di avanfossa, tale da contrapporsi a quella dei bacini peritirrenici, sembra verificarsi soprattutto dal lato jonico della Calabria. Per ora si può avanzare sull'impostazione dei bacini interni calabresi un'osservazione da considerare prioritariamente nella successione cronologica rispetto ai fenomeni di subsidenza. Infatti si può osservare che la valle del Crati, la Sila Piccola e la stretta di Catanzaro seguono l'andamento del contatto di immersione dei complessi epizonali delle filladi liguridi ed eventualmente calabridi (e degli « scisti bianchi ») al di sotto del Cristallino ad alto grado metamorfico della Falda dell'Aspromonte lungo una linea Terranova da Sìbari-Rose-Aprigliano-Taverna-Catanzaro-Màida. Si deve prendere in considerazione la possibilità che la grossa grana cristallina, la forte cataclasi e la forte alterazione subaerea fossile abbiano favorito l'*erosione selettiva dei terreni della Falda dell'Aspromonte* nei confronti delle meno alterabili filladi in epoca tortoniano-messiniano-pliocenica, modellando una grande approssimativa « cuesta » morfologica dal versante settentrionale della Sila a quello occidentale e poi sudoccidentale fino al saliente catanzarese per rientrare verso W lungo il versante settentrionale delle Serre. I resti di quest'erosione sono i klippen della Falda dell'Aspromonte nella Catena Costiera e nei graben come quello Martirano-Conflenti-Decollatura-Gimigliano.

In questa prospettiva viene a porsi l'ipotesi che la stessa origine abbia il bacino postorogeno del Mèsima-Petrace, anche se non vi affiorano le filladi liguridi, data la perfetta analogia di posizione fra Serre e Sila da una parte, fra Catena Costiera e Capo Vaticano-catena cristallina Gioia Tauro-Palmi dall'altra. E' da prevedere pertanto che le filladi liguridi di Màida riprendano al di là della breve copertura cristallina di Curinga-Filadelfia a costituire almeno in parte il substrato diretto del bacino miopliocenico-pleistocenico.

Avanfossa postorogena e Falda di Gela-Metaponto

All'erosione selettiva dei margini emersi della Falda dell'Aspromonte potrebbe come si è visto esser fatta risalire una prima preparazione della successiva trasgressione calabriana svoltasi in un quadro di maggior estensione regionale. Occorre infatti osservare che la stessa trasgressione, sicuramente con livelli calabriani e talora « riferibili per la parte basale al Pliocene superiore » (RODA, 1967 a) si osserva in tutta la valle del Crati (VEZZANI, 1968 a; BURTON, 1971) ed in tutto il margine nord-orientale della Sila fino a Punta Alice (RODA, 1967 a; BURTON, 1971) come è schematizzato nella fig. 245 da BURTON (1971). Nel Bacino Crotonese si è avuta sedimentazione continua dal

Pliocene medio a tutto il Calabriano, ma entro le argille marnose suprapliroceniche si osserva un livello arenaceo (Arenarie di Strόngoli nel Crotonese settentrionale, OGNIBEN, 1955; Sabbie di Sottostrada all'altezza del F. Neto, RODA, 1965 c) che marca un ringiovanimento dei profili di erosione-sedimentazione, e sul quale riprende la sedimentazione argilloso-marnosa. Più verso S lungo la costa jonica nel Catanzarese e nel foglio Locri sembrano ripetersi le stesse condizioni del margine jonico della Sila, data l'accertata presenza di successioni pliocenico-calabriane, ma non si hanno studi precisi in proposito. Nel Bacino del Mèsima-Petrace si ha sicuramente grande estensione di livelli *calabriani*, come nella Sila trasgressivi direttamente sul Cristallino del versante occidentale delle Serre e del versante settentrionale dell'Aspromonte, ma anche su parte di quello della zona costiera tirrenica da Curinga a M. Poro a Gioia Tauro a Villa S. Giovanni.

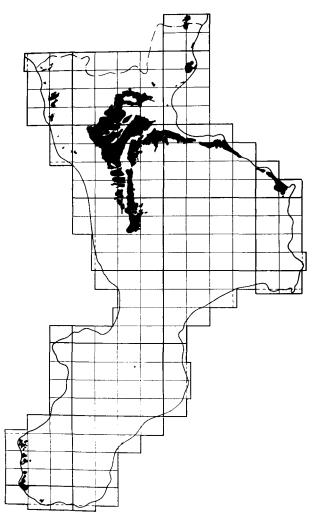



FIG. 245 — Distribuzione dei sedimenti calabriani secondo BURTON (1971).
— Distribution of Calabrian sediments according to BURTON (1971).

Non sembra necessario interpretare questa trasgressione come dovuta ad una fase di subsidenza epirogenica generalizzata tale da interrompere un processo di sollevamento isostatico in atto dal Tortoniano in poi nella zona dell'attuale costa tirrenica; tanto più che il sollevamento sembra essersi esteso in epoca pliocenica verso E fino al versante orientale della Sila, come dimostra il tipo dei depositi studiati da OGNIBEN (1955) e da RODA (1965 a; 1967 a) che dimostrano ripetuti ringiovanimenti dei profili di erosione-sedimentazione lungo il margine orientale della Sila durante tutta l'epoca pliocenica e quella calabriana, con sollevamento del massiccio cristallino e subsidenza della zona costiera jonica.

Si deve invece ricordare che la fascia costiera jonica subsilana durante il Messiniano era stata sede di una subsidenza tale da interrompere l'apporto sedimentario del detrito cristallino di provenienza silana, richiamando invece dall'attuale zona del Golfo di Taranto apporti detritici a grana grossa ed a grana fine (OGNIBEN, 1955; SELLI, 1958; OGNIBEN, 1962; SELLI, 1962 b; RODA, 1967 a; BURTON, 1971), nonché gli apporti orogenici delle unità di A. S. e della Falda di Cariati del Complesso Crotonide (OGNIBEN, 1955; SELLI, 1958; OGNIBEN, 1962; SELLI, 1962 b; MAGRI, SIDOTI & SPADA, 1963-64; BONFIGLIO, 1964 b; RODA, 1967 a; OGNIBEN, 1969; 1971). L'area di subsidenza aveva ricevuto nuovamente materiali da W nel Pliocene inferiore, ed era stata poi compresa nel corrugamento del Pliocene medio, con ripresa della subsidenza ma senza apporto di materiali da Est. Pertanto l'area subsidente doveva essersi allargata verso l'attuale Golfo di Taranto cancellandone la soglia messiniana fornitrice dei materiali del Complesso Crotonide da Rossano a Benestare. Quest'area di subsidenza messiniano-pliocenica lungo un arco jonico esterno alla cresta di sollevamento isostatico della Catena Costiera, della zona Curinga-Filadelfia-M. Poro, della zona Gioia Tauro-Palmi-Villa S. Giovanni, non sembra poter essere qualificata altro che come un'*avanfossa postorogena*, complementare al sollevamento isostatico probabilmente attraverso spostamenti subcrustali di materiali profondi, e certamente allineata al suo estremo settentrionale con la Fossa Bradànica ed a quello sud-occidentale con la Fossa Catania-Gela.

Torna logico allora pensare che questa zona di sprofondamento abbia prodotto dall'attigua zona di sollevamento lo stesso richiamo che nella Fossa Bradànica diede origine per « lateral spreading » alla Falda di Metaponto e nella Fossa Catania-Gela alla Falda di Gela (OGNIBEN, 1969). Infatti,

la stessa trasgressione suprapliocenico-calabriana qualificata come «anormale» da LENTINI (1967) nel Bacino di S. Arcangelo si ritrova con certezza nei bacini interni delle valli del Crati, del Mèsima e del Petrace, con lo spostamento assiale verso E visto da CORTESE (1895) e da BURTON (1971), con andamenti ad emiciclo trasgressivo probabilmente inesistente e con sviluppo regressivo di tutta la colonna sedimentaria come nel Bacino di S. Arcangelo in Lucania (OGNIBEN, 1969). Essa si ritrova poi in tutta la zona costiera jonica da Rossano a Cirò, mentre una breve e netta oscillazione suprapliocenica si registra sotto forma di intercalazione sabbiosa marginale nel Crotonese, e come trasgressione sembra essersi verificata anche nel Catanzarese e nella Locride. Questi dati significano che nell'offshore jonico continua la *struttura di lateral spreading postorogeno* della Falda di Metaponto, cambiando direzione dal Golfo di Taranto verso S e poi verso SW fino eventualmente a collegarsi in corrispondenza della zona etnea con la Falda di Gela. La conferma a tutte queste considerazioni è stata recentissimamente portata da FINETTI & MORELLI (1972) che hanno rintracciato con rilievi sismici a riflessione la Falda di Metaponto entro il Golfo di Taranto e lungo l'offshore jonico calabrese (v. addietro figura 241), rendendone così indiscutibile il collegamento con la siciliana Falda di Gela.

La spiegazione della trasgressione suprapliocenico-calabriana come trasgressione anormale dovuta allo slittamento verso l'esterno della Falda di Metaponto sembra correlare le strutture postorogene calabresi con quelle agli opposti estremi assiali della regione meglio che non la limitata migrazione verso E dell'asse del bacino del Crati e l'analogo spostamento nel bacino del Mèsima-Petrace postulati da BURTON (1971). Una migrazione assiale del genere potrebbe spiegarsi solo come sprofondamento di un'avanfossa esterna rispetto alla zona di sollevamento della Catena Costiera, ma si è visto che il fenomeno interessa aree molto maggiori della valle del Crati, tanto che vi sono coinvolte le zone costiere joniche. Lo sprofondamento dell'avanfossa deve avere pertanto interessato una fascia in continuità con la Fossa Bradànica e probabilmente con la Fossa Catania-Gela, ed entro questo quadro regionalmente coerente i bacini del Crati e del Mèsima-Petrace assumono chiaramente una funzione di bacini interni in una posizione molto simile a quella del Bacino di S. Arcangelo in Lucania.

Diventa interessante mettere in rilievo l'approssimativa contemporaneità della subsidenza pliocenica dell'avanfossa appenninica esterna, che si può ben considerare continua lungo tutto il margine padano-adriatico-jonico dell'Appennino (v. OGNIBEN, 1969) con lo sprofondamento mediopliocenico del Tirreno rilevato da SELLI & FABBRI (1971). Certamente vi è relazione col sollevamento isostatico della catena, ed i giovani teorici della geodinamica potranno senza fatica descriverci nel dettaglio gli spostamenti di materiale causati da questi movimenti entro al mantello terrestre.

Sollevamento postcalabriano

Dopo il fenomeno suprapliocenico-calabriano di «lateral spreading» il sollevamento isostatico risulta proseguire interessando una fascia nettamente più larga che non quella dell'originaria zona costiera tirrenica, con un asse conseguentemente alquanto spostato verso E, lungo la cresta Sila-Serre-Aspromonte. Per quello che finora risulta si tratta di un fenomeno di *sollevamento postcalabriano* perché i dati analitici a tutt'oggi fanno apparire più valide le idee di GIGNOUX (1909) sul collegamento fra i depositi calabriani e l'antico penepiano subaereo delle alte quote della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte, che non quelle di GUÉRÉMY (1972) sull'età paleogenica del piano stesso. Nell'insieme si viene a configurare una assiale superficie matura di erosione, continuata lateralmente da due superfici di colmata verso il Tirreno e verso lo Jonio, dove i sedimenti marini infrapleistocenici vengono ricoperti verso l'alto da un sottile deposito nettamente subaereo di tipo alluvionale.

Il sollevamento risulta pertanto almeno mediopleistocenico, e cioè contemporaneo (VEZZANI, 1967 b; BOUSQUET & GUÉRÉMY, 1968) dell'epoca principale di fagliamento per superamento della resistenza dei materiali rocciosi in concomitanza dell'acme del sollevamento (OGNIBEN, 1969). Sembra pertanto ben accettabile che la superficie calabriana debba essersi sollevata principalmente per faglia, e cioè che la situazione sia nelle grandi linee quale fu riconosciuta da GIGNOUX (1909) e da LEMBKE (1931). Il sollevamento dovette avvenire mediante fagliamento e smembramento dell'originaria superficie calabriana, e le descrizioni dei due autori mostrano che la rottura avvenne principalmente in corrispondenza della costa tirrena (zona di dislocazione di WEPFER, 1922) con dislocazione in pendenza verso la zona jonica, come vien approssimativamente schematizzato nello schizzo di SUESS (1874) da LEMBKE (1931, v. addietro fig. 127). Lo studio dettagliato del fenomeno ricostruirà sicu-

ramente un andamento del sollevamento postcalabriano meno schematizzato se non altro per la presenza dei graben del Crati, della stretta di Catanzaro e del Mèsima-Petrace, forse dovuti secondo l'ipotesi addietro avanzata all'accumulo di sedimenti calabriani nelle grandi depressioni erosive mioplioceniche, trasformatesi in bacini di sedimentazione in seguito allo slittamento postorogeno per « lateral spreading » verso l'avanfossa esterna alla fine del Pliocene.

Anche la presenza di depositi lacustri sulla superficie calabriana della Sila e delle Serre potrà probabilmente esser ricondotta a questa fase di fagliamento. Potranno esservi ricondotte le faglie rilevate da OGNIBEN (1962) nel Rossanese e per le quali è stata supposta una rotazione verso il mare, dovuta a cedimenti gravitativi nel senso del versante e tale da simulare un'inversione di rigetto, così come anche da RODA (1965 a) per il Crotonese. Potrà esservi ricondotto il graben della Falda dell'Aspromonte nella zona Martirano-Conflenti-Decollatura, disegnato da DUBOIS (1966 b) come un batolite granitico iniettato in una vecchia struttura paleozoica fatta rivivere nello sprofondamento recente della stretta di Catanzaro (v. addietro fig. 49).

Solamente lo studio dello smembramento della superficie del Pleistocene inferiore per faglia, ipotizzato da GIGNOUX (1909) e studiato nell'Aspromonte da LEMBKE (1931) come appare più addietro in fig. 221, con le conferme apportatevi da LUCINI (1965), renderà possibile anche dal lato tirrenico lo studio dei *terrazzi marini postcalabriani* che finora ha dato frutti solamente sulla costa jonica, concordemente ritenuta dagli autori sollevata per flessura pressoché senza faglie. Si va dai terrazzi del Basso Crati (quote 385-445, 300-400, 200-310, 90-228 per i terrazzi milazziani, 40-111 e 26-65 per quelli tirreniani in VEZZANI, 1968 a) e della Piana di Sìbari (150-200, 115-145 per quelli milazziani, 60-80 per quelli tirreniani in SESTINI, 1930), a quelli della foce del Trionto (150-210, 100-200 milazziani, 40-97 tirreniani in PANIZZA, 1966 b) al Crotonese (230-140, 120-90, 80-60 per i milazziani, 55-45, 40-20, 15-5, 1 per quelli tirreniani in RUGGIERI, 1949; 1953; SELLI, 1962 a), alla zona di Reggio Calabria con i depositi a *Strombus bubonius* a 90-120 m (GIGNOUX, 1913). Per il litorale tirrenico si hanno i dati di NICOTERA (1959) che ritrova la probabile superficie continentale infrapleistocenica a M. Poro fino a quote minime di 530 m dove passa a depositi marini, e ben definiti ordini di terrazzi a 170-200 m, a 80-120, a 30-40 m, nonché i dati di DAMIANI (1970 c) per la Calabria settentrionale. Altri dati si hanno nei vecchi autori come CORTESE (1895), SALMOIRAGHI (1886), DE LORENZO (1905), WEPFER (1922), ma sono tutti meritevoli di ampia revisione, specialmente in quanto non tengono conto dell'ipotesi di smembramento per faglie della superficie infrapleistocenica secondo GIGNOUX (1909).

Tettonica attuale

Speciale interesse riveste lo studio delle faglie della Calabria in relazione con la ben viva *tettonica attuale*. E' stata messa in evidenza (OGNIBEN, 1969) la probabile natura di parafora pleistocenica della zona di faglie Gela-Catania-Messina-S. Eufemia, e questo fatto aggiunge difficoltà ed interesse allo studio delle faglie recenti della Calabria meridionale e dei sismi che ad esse si collegano. Si comincia con CORTESE (1895), per tacere dei predecessori, a mettere in rilievo le strutture di faglia della valle del Mèsima, cui vien attribuito il dislivello fra le Serre e il massiccio di Capo Vaticano, insieme con le tracce di sollevamento recentissimo della costa fra Capo Vaticano e Nicòtera. La faglia principale vien fatta passare « rasente a Rosarno, Mileto, Filadelfia », paesi che furono completamente distrutti dal terremoto del 1783 e « rifabbricati a nuovo, ciò che si vede dalla loro forma regolare, a scacchiera, che si ritrova anche a Palmi, Seminara, Oppido, Varapodio, Tresilico, Terranova, per la stessa ragione ». L'autore descrive anche le strutture di faglia del promontorio di Palmi, ed attribuisce significato di speciale distruttività sismica al contatto di faglia fra Pliocene e Cristallino ad E del bacino del Petrace, ed infine descrive le evidenze di un moto attuale di sollevamento della costa da Gioia Tauro al Capo Cenidio e di abbassamento a S di questo. Il collegamento tra le faglie note e la sismicità appare evidente nelle distribuzioni di isosiste di BARATTA (1936) per i bacini del Crati e del Mèsima.

Per CORTESE (1909 b) la faglia dello Stretto di Messina responsabile del terremoto del 1908 corre sotto il mare entro il Cristallino, perché la sponda siciliana dello Stretto mostra il fianco orientale di una sinclinale sviluppata in terraferma con affioramenti del substrato cristallino verso mare, mentre la sponda calabra è in Cristallino. L'esistenza della faglia come discontinuità tra le due sponde sarebbe provata dall'opposto senso dei rispettivi bradisismi, in abbassamento a N ed in sollevamento a S di Messina sulla sponda siciliana, mentre sulla

sponda calabra vi sarebbe sollevamento a N di Pezzo ed abbassamento a S. La faglia stessa sarebbe fortemente inclinata verso W, come suggerirebbe il maggior sollevamento della costa calabra rispetto a quella siciliana.

Sullo stesso argomento MALGERI (1911) denuncia l'abbassamento della linea di spiaggia alla foce del T. Annunziata presso Reggio dopo il terremoto del 1908, con scavo del letto del torrente per oltre 1,50 m di profondità ed erosione retrograda della valle, con messa a nudo delle briglie di arginamento poste nel 1882 e successivamente interrate. CORTESE (1923) riprende l'argomento denunciando oltre all'abbassamento bradisismico del Faro sulla costa siciliana anche la graduale scomparsa dei vigneti ed agrumeti della costa calabra fra Cannitello e Pentimele, nonché dei blocchi di cemento collocati davanti alla spiaggia nello stesso tratto per proteggerlo dalla supposta erosione, che invece sarebbe in realtà un bradisisma. L'autore riprende anche l'argomento dell'indipendenza del movimento bradisismico fra le due sponde, esemplificandolo specialmente col sollevamento a 1000 m del « Postpliocene » a M. Kara nell'Aspromonte, mentre gli stessi terreni in Sicilia sarebbero rimasti a quote molto meno elevate. La faglia dello Stretto farebbe parte di un allineamento da Gela per Caltagirone, l'Etna, lo Stretto, Palmi, Caraffa di Catanzaro passando poi ad Est di Catanzaro.

Il collegamento delle faglie calabresi con la sismicità, e cioè con la tettonica attuale, prende forza con l'ipotesi di GIGNOUX (1909) che in definitiva viene ad assegnare alla massima parte delle faglie calabresi un'età postcalabriana, come ogni successivo studio di dettaglio non ha fatto che confermare cominciando da LEMBKE (1931) e poi con OGNIBEN (1955; 1962), RODA (1965 a), LUCINI (1965), BOUSQUET & GUÉRÉMY (1968) per finire con COTECCHIA, TRAVAGLINI & MELIDORO (1969) e con MELIDORO & GUERRICCHIO (1969). Specialmente da questi due ultimi lavori e da quelli di LEMBKE (1931) e di LUCINI (1965) risalta l'importanza della linea S. Eufemia d'Aspromonte-Sinòpoli-Cosoleto-Calabretto e delle possibili vicarianti (Sinòpoli Superiore-Sitizano, M. Goni-Delianuova-S. Cristina d'Aspromonte), nonché della linea della costa Bagnara Càlabra-Palmi-Gioia Tauro, tutte ben visibili come epicentri macrosismici in BARATTA (1936) e teatro di intensa sismicità anche nel 1894 e nel 1905, oltre che nel 1783.

Nell'insieme si tratta evidentemente del proseguimento del fascio di faglie che separa l'Altopiano Ibleo dal Bacino di Caltanissetta (OGNIBEN, 1960), che determina le scarpate postvulcaniche della zona costiera etnea (OGNIBEN, 1966), che delimita il Cristallino dei Peloritani verso i depositi postorogeni del Messinese e che disegna una netta e rettilinea scarpata in corrispondenza della costa jonica dei Peloritani, con la stessa direzione della scarpata Bagnara-Palmi-Gioia Tauro (LEMBKE, 1931). Lo studio della sismicità di questo fascio di faglie deve basarsi su un preciso rilevamento geologico di superficie, che per la Calabria deve cominciare dalla zona settentrionale dell'Aspromonte, come si è visto sopra, e proseguire anzitutto nel bacino del Mèsima-Petrace e di lì risalire verso N cercando le eventuali continuazioni attraverso la stretta di Catanzaro, probabilmente nelle faglie della valle del Crati che sono state anch'esse contraddistinte in tempi recenti da violenta sismicità.

E' interessante rilevare che la differenza di comportamento bradisismico fra le due sponde dello stretto descritta nei lavori di CORTESE può trovare in parte conferma in altri elementi che nel corso del presente studio son sembrati emergere. Se infatti l'asse originario di sollevamento isostatico della Calabria passa per la Catena Costiera, per la zona di Capo Vaticano e lungo l'affioramento cristallino Gioia Tauro-Palmi-Bagnara-Pezzo (oppure Ravagnese), come si è addietro ammesso in base all'andamento dei depositi postorogeni, esso è indubbiamente spostato verso NE rispetto all'asse di sollevamento isostatico della Sicilia NE che appare correre in corrispondenza dell'anticlinale a nucleo sicilide di M. Soro-S. Domenica Vittoria-zona nord-etnea (OGNIBEN, 1960; 1966). Fra i due allineamenti corre all'incirca lo stesso rigetto orizzontale di 60 km che in OGNIBEN (1969) era stato ammesso in base all'osservazione delle carte gravimetriche ed in base alle evidenze di strozzatura del Bacino di Caltanissetta verso la zona etnea da parte della scarpata di faglia del margine NW degli Iblei. Ne verrebbe confermato il carattere di parafora pleistocenica della linea Gela-Catania-Messina-S. Eufemia, e sempre più interessante appare un completo studio delle evidenze di vario tipo della tettonica attuale della zona. Non si possono infatti confrontare le due sponde dello Stretto prima di conoscere la struttura a scaglie che per l'Aspromonte risulta appariscente dalla Carta Geologica al 25.000, mentre non appare a W dello Stretto.

Lo studio delle faglie si collega con quello dei terrazzi marini, attraverso la teoria di GIGNOUX (1909), ed insieme confluiscono nello studio del

sollevamento postorogeno in generale e postcalabriano in particolare, che in Calabria può dare risultati molto precisi grazie alla ricchezza delle strutture osservabili, e tali da servire come parametri di valore generale per la teoria geodinamica, e soprattutto come argomento di pubblico interesse nello studio della tettonica attuale. A suo tempo De Stefano (1902 b) descriveva il sollevamento della costa jonica calabra in base all'evidenza delle spiagge a tre gradini da Bianco Nuovo a Bruzzano (il gradino più alto a 2-3 m s.m., i due successivi gradatamente più bassi), e da Brancaleone a C. Spartivento (col gradino più alto a m 2,50, fortemente raddrizzato fin quasi a 45°, e con due piani sottostanti); ricordava l'erosione della roccia gneissica molto sopra il livello del mare a Stalettì, e le panchine pendenti a 45° verso il mare fra i torrenti Stilaro ed Allaro, alla torre di Riaci, alla torre San Fili; lamentava che non vi fosse alcun apparecchio di controllo dei movimenti bradisismici lungo il litorale jonico; dava per accertato un moto di sollevamento della costa fra Capo Spartivento e Punta Alice, e forse fino al Golfo di Taranto, mentre fra Capo dell'Armi e Capo Spartivento vi sarebbe stata una zona neutra, sullo stretto si sarebbe avuto abbassamento, e sulla costa tirrena nuovamente sollevamento.

A sua volta Cortese (1909 a) dopo gli accenni contenuti nella celebre monografia, ritornava sulla linea di corrosione marcata dalle alghe marine sulle coste granitiche « degradanti da Bagnara a Scilla e giù fino alle coste del Pezzo » mentre « viceversa la costa calabrese a S del Pezzo e quella siciliana da Ganzirri alla punta del Faro, si immergono ». Ne sarebbero prova la contrada sommersa di Castellammare di Reggio, con un castello abbattuto dalle onde a partire dal 1848 in poi, e la posizione immersa del vecchio faro (« lanternino ») sulla punta siciliana. Il sollevamento generale della Calabria sarebbe ben visibile nell'Aspromonte (quattro ordini di terrazzi alle quote 30-50, 300-400, 600-700, 990-1300), a Capo Vaticano (terrazzi alle quote < 100, < 350, < 480, 550-708), fra S. Eufemia ed il F. Savuto (terrazzi alle quote 30-40, 140-200, 330-500, 625-700).

Sull'argomento del sollevamento attuale calabrese va tenuto conto dello studio dello Stretto di Messina eseguito dal Servizio Geologico per conto della Regione Siciliana (1961). Nel bacino di Reggio vengono osservati molteplici livelli terrazzati continentali a resti di mammiferi (Archi, vallone del Lazzaretto ecc.) di cui alcuni incomprensibilmente « occupano una posizione intermedia fra i grandi terrazzamenti della regressione pliocenica e l'inizio del Calabriano », mentre altri sono in posizione intermedia fra le spianate calabriane ed il Siciliano, altri ancora a quote < 70 m sono riferibili a fasi post-tirreniane. Per tutti è data l'osservazione che non possono essere ascritti a dislocazione per faglie perché sono fra loro morfologicamente ben raccordati.

Invece « le altre scarpate scoscese che delimitano le grandi spianate di abrasione (?) od altrettanti terrazzi debbono essere interpretate come l'andamento di fasci paralleli di fratture » come p. es. fra Scilla e Bagnara dove la scarpata è troncata dalla superficie dei 600 m di quota, quella sovrastante troncata a 1000 m dai Campi di Aspromonte-Campi di Reggio-Campi di S. Agata e Campi di Sclanu assieme formanti una superficie che sale a 1200 m fino ad un'altra scarpata troncata a quote di 1400-1700 m da un piano che sale fino alla vetta del Montalto a 1960 m.

La direzione delle anziddette scarpate è quella NE-SW del sistema di fratture « peloritano » la cui età sarebbe da collocarsi fra il Pliocene ed il Calabriano. Infatti durante il Pliocene si sarebbe avuto apporto detritico da N, ossia da un'area tirrenica a N di Scilla, mentre questo apporto appare cessato nel Calabriano, così delimitando superiormente l'età delle grandi faglie di sollevamento. Dopo di queste non si sarebbero più avuti notevoli disturbi; le linee di spiaggia del Calabriano e del Siciliano sarebbero facilmente individuabili e rientrerebbero perfettamente nel quadro generale dell'eustatismo glaciale. Nel Quaternario più alto si sarebbe avuta una particolare instabilità della zona, denunciata dall'elevazione del Tirreniano di Càfari (= Ravagnese).

Le faglie del « sistema peloritano » diretto NE-SW si sarebbero formate in Sicilia durante o prima del Terziario delimitando delle fosse colmate dalla sedimentazione terziaria in modo da farne risultare delle strutture pseudosinclinaliche (« imbarcate ») per successiva subsidenza con relativi assestamenti. In Calabria come si è visto il « sistema peloritano » di faglie si sarebbe prodotto al limite Pliocene-Calabriano. Le faglie del « sistema appenninico » diretto NW-SE sarebbero in Sicilia posteriori a quelle peloritane, e dovrebbero essersi talora formate al limite fra Miocene e Pliocene. Le faglie del sistema E-W sarebbero infine localizzate specialmente fra Villa S. Giovanni e Scilla ed avrebbero determinato la sella sottomarina Ganzirri-Pezzo che nello Stretto fa quasi da spartiacque fra Tirreno ed Jonio.

CONCLUSIONI

Strutture orogeniche

Si è altrove discusso (OGNIBEN, 1972 a; 1972 b) quali debbano esser considerati gli elementi strutturali fondamentali delle zone di corrugamento, individuandoli « nelle varie successioni stratigrafiche originarie semplici o complesse materialmente riconoscibili sul terreno, indipendentemente da interpretazioni strutturali o paleogeografiche ». Da un punto di vista metodologico, questi elementi di carattere stratigrafico sono quelli più oggettivamente riconoscibili in fase analitica, molto meno soggetti ad integrazione interpretativa che non le strutture comunemente intese come tettoniche. Dal punto di vista teorico, ogni successione corrisponde ad un elemento di crosta terrestre contraddistinto nel tempo da un particolare comportamento tettonico, o tettonismo, che si riflette appunto nelle relative caratteristiche stratigrafiche nel senso di KRUMBEIN & SLOSS (1951). Ad una scala di geologia regionale, inferiore alla scala globale, questi sembrano pertanto dover essere gli elementi di primo ordine, coincidenti con una o più spesso con un assieme di più unità strutturali nel senso comune del termine (falde, scaglie, piattaforme, pieghe, anticlinali, sinclinali, horst, graben ecc.) che in questo senso vanno considerate elementi di second'ordine.

L'elemento strutturale di primo ordine più profondo fra quelli riconosciuti in Calabria risulta il *Complesso Panormide*, affiorante nelle finestre della Catena Costiera nordcalabrese con oltre 650 m di potenza di dolomie triassiche e con gli eventuali strati nummulitici di GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961), in chiara continuazione con la potente successione panormide della Calabria settentrionale scendente in depressione assiale sotto le filladi, le ofioliti ed i gneiss della zona di Cetraro e largamente descritta nella letteratura, fra cui OGNIBEN (1969). Sono descritte nella letteratura alcune unità di second'ordine entro il complesso, probabilmente giustificate per differenze di facies (facies selcifera e facies di scogliera, v. BURTON, 1971), mentre è più difficile giudicare della reale giustificazione giaciturale, dato che il complesso è intensamente suddiviso in blocchi di faglia come si conviene ad una successione quasi esclusivamente carbonatica, ma non è stato altrettanto intensamente studiato in un dettaglio adeguatamente dimostrativo.

L'elemento di prim'ordine immediatamente sovrapposto verso l'alto risulta essere il *Complesso Liguride*, quale fu definito in OGNIBEN (1969), esteso a tutta la Catena Costiera sopra le finestre panormidi talora ridotte a scaglie, nonché sul versante orientale della valle del Crati ed in tutta la Sila Piccola fino alla stretta di Catanzaro. Non vi è soluzione di continuità fra gli affioramenti del confine calabro-lucano dalla valle del Sinni al gruppo del Pollino alla Catena Costiera settentrionale fino a Sangineto e gli affioramenti a S di Sangineto fino a Màida nella stretta di Catanzaro. Gli studi petrografici di HOFFMANN (1970) e di DE ROEVER E. W. F. (1972) non lasciano dubbi sulla continuità ed identità del complesso ofiolitifero e del relativo metamorfismo, cancellando il cosiddetto « Trias metamorfico » di CORTESE (1895) e di QUITZOW (1935 a) a Cetraro ed evitandone lo studio a Lungro-Acquaformosa.

A S di Sangineto appaiono largamente diffusi scisti chiari o varicolori, che sembrano molto probabilmente corrispondenti al membro inferiore della Formazione del Frido descritta da VEZZANI (1968 e) al Pollino. Per il resto la successione prevalente da Belvedere Marittimo verso S appare mostrare scisti verso il basso, ofioliti, Calcari a Calpionelle e radiolariti verso l'alto. Senza precorrere i risultati di rilievi di dettaglio ancora non disponibili, si può dire solamente che gli scisti basali sono privi di elementi paleontologici e che possono essere più recenti dei calcari a Calpionelle e pertanto in posizione tettonica, o più antichi e pertanto in posizione normale, ed in ogni caso in un quadro logico di semplicità sembrano chiaramente appartenenti per posizione stratigrafica a grande scala e per facies al complesso argillo-scistoso-ofiolitifero nel quale sono inseriti i calcari a Calpionelle. La sicura definizione degli scisti basali non sarà facile ad ottenersi, dato il metamorfismo, la generale tettonizzazione, la mancanza di elementi paleontologici e la convergenza di facies caratteristica di tutti gli argilloscisti. Sovrapposizioni anormali ed eventuali hiatus di metamorfismo potranno permettere di distinguere elementi strutturali di second'ordine, quando saranno stati debitamente illustrati.

Sopra i terreni liguridi della Catena Costiera-Valle del Crati-Sila Piccola ed in tutta la Calabria meridionale segue verso l'alto il *Complesso Calabride*. Hiatus di metamorfismo ed associazione di terreni cristallini con differenti successioni mesozoico-paleogeniche permettono di distinguervi almeno cinque unità di second'ordine, nonostante la scarsezza di documentazione dal lato strutturale. La *Falda di Longi* e la *Falda di Galati* sono

ben caratterizzate come complessi stratigrafici. La prima è data da filladi con una grande massa granitica, quindi da Mesozoico a base infraliassica e carattere tettonistico di soglia discretamente subsidente fino all'Eocene compreso. La seconda è data da filladi con granito in vene, filoncelli e piccole masse, e da Mesozoico a base supragiurassica con carattere di soglia non subsidente fino all'Eocene compreso. Ambedue sono mal conosciute dal lato strutturale ed affiorano nella fascia costiera jonica in rapporti giaciturali verso il Cristallino della Sila e delle Serre che appaiono di sottoposizione solo perché, quando si sia avvertiti dallo hiatus di metamorfismo e dalla loro ricomparsa in falda nei Peloritani, balzano in evidenza nella letteratura tutti gli accenni a sovrascorrimenti del Cristallino su di esse notati e descritti da autori che pur non ci credevano. Molto evidente appare invece la posizione dei vari lembi della Falda di Galati nella zona Amantea-Catanzaro, direttamente in ricoprimento sui terreni liguridi e quindi almeno indirettamente al di sotto delle unità calabridi più elevate, e nel versante meridionale dell'Aspromonte dove gli accenni al sovrascorrimento del Cristallino su di essi sono abbastanza concordi, anche se mal documentati.

Le unità calabridi sovrastanti sono la *Falda di Castagna* o degli « scisti bianchi » e la *Falda dell'Aspromonte*, in questa successione dal basso all'alto con una relazione di estrema chiarezza anche dal punto di vista litostratigrafico e dello hiatus di metamorfismo in tutta la Sila Piccola, nonché nella Catena Costiera e nella valle del Crati, con chiara sovrapposizione ai terreni liguridi. Il rilevamento di dettaglio ed il progresso delle conoscenze petrografiche porteranno sicuramente al ritrovamento di lembi di filladi erciniche appartenenti alla Falda di Longi ed alla Falda di Galati nella Catena Costiera, nella Valle del Crati e nella Sila Piccola, in posizione sovrapposta alle filladi alpine del Complesso Liguride e sottoposta alle Falde di Castagna e dell'Aspromonte, come del resto indica Dubois (1970). La ricomparsa della Falda di Castagna in finestre nell'Aspromonte indica un suo possibile collegamento con la Falda di Mandanici dei Peloritani, data da filladi di epizona profonda.

La quinta unità calabride appare costituita dal *flysch tardiorogeno*, collegabile col siciliano Flysch di Capo d'Orlando e come questo trasgressivo sulle falde calabridi già tra loro sovrascorse. Anche questa trasgressione sulle falde dovrà tuttavia essere meglio studiata e documentata specialmente sul versante meridionale della zona costiera jonica delle Serre.

Altro elemento strutturale di primo ordine è quello costituito dalle argille scagliose del *Complesso Antisicilide*, il cui significato non può emergere se non entro il più ampio quadro comprendente la Lucania e la Sicilia. Esso costituisce una quanto mai neocilindristica documentazione della continuità del Complesso Sicilide e del Flysch Numìdico fra la Lucania e la Sicilia. Fra i terreni alloctoni vanno ancora ricordati i Calcari a Briozoi, originariamente depostisi in posizione postorogena rispetto ai terreni antisicilidi e pertanto a rigore costituenti un *Complesso Post-antisicilide*.

Strutture postorogene

Fra gli elementi strutturali di primo ordine assume un significato particolare la successione dei depositi che si stendono trasgressivamente sui vari complessi costituenti le strutture orogeniche, ossia il *Complesso Postorogeno* come viene indicato nel presente lavoro. Come gli altri complessi, esso è indicativo del comportamento del relativo elemento di crosta terrestre, che questa volta non è più parte di un sistema geosinclinalico, ma è l'intera geosinclinale compressa e ristretta nel corrugamento. Il significato tettonistico del Complesso Postorogeno assume pertanto una portata più generale che non nel caso dei complessi preorogeni, e per questa ragione assumono particolare importanza gli elementi di second'ordine che nel Complesso Postorogeno possano venir decifrati.

Un primo fra questi elementi può esser visto nella giacitura periclinale e marginale dei livelli trasgressivi tortoniani rispetto all'insieme Sila-Serre-Aspromonte, il che ci dice che l'orogenesi si conclude nel trasporto di quest'insieme in posizione semisommersa, così da farne il nucleo rifornitore di detrito terrigeno per i depositi trasgressivi, come risulta anche dalla composizione petrografica di questi, e da conferire alla base del Complesso Postorogeno un probabile carattere di *trasgressione parziale ed anormale*, con preponderanza del fenomeno orogenico di traslazione orizzontale su quello epirogenico di subsidenza verticale.

Un secondo elemento si rileva nell'individuazione di un *asse di sollevamento* postorogeno nella Catena Costiera e probabilmente anche nell'allineamento M. Poro-Gioia Tauro-Palmi-Villa S. Giovanni, già a partire dai livelli tortoniani come si vede dalla loro dislocazione e differenziazione nella valle del Crati, e poi molto chiaramente anche

nella distribuzione dei livelli messiniani, pliocenici e calabriani dei bacini del Crati e del Mèsima-Petrace. La successione delle falde nelle finestre della Catena Costiera mostra che il sollevamento si ha in corrispondenza della zona di accumulo orogenico di esse, ossia dell'originaria fossa miogeosinclinalica (esterna) del sistema geosinclinalico. Esso riveste pertanto un carattere di reazione isostatica. Le elevate quote della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte, notevolmente maggiori di quelle rappresentate nell'allineamento dell'asse anziddetto, potrebbero far pensare ad un maggior sollevamento di queste masse cristalline in confronto con l'asse tirreno. Si son visti tuttavia addietro gli elementi che fanno invece supporre che i massicci anziddetti abbiano raggiunto le loro posizioni relativamente elevate già nel corso del trasporto orogenico, quando immediatamente iniziarono a fornire detrito cristallino ai depositi della Molassa a Clipeastri. Nel corso del sollevamento questi massicci si sarebbero trovati in posizione esterna rispetto all'asse di massimo accumulo sialico e di massima reazione isostatica, e avrebbero funzionato da fianco orientale debolmente ruotante del sollevamento, fino ad assumere l'attuale posizione tettonicamente più depressa verso E che verso W.

Un terzo elemento si rileva come subsidenza di un'*avanfossa postorogena* lungo la fascia costiera jonica. Durante il Messiniano lo sprofondamento dell'avanfossa è caratterizzato da trasporti sedimentari e da trasporti orogenici (Complesso Crotonide) da oriente, denunciando così l'individuazione di una ruga esterna nell'off-shore jonico. La ripresa delle provenienze sedimentarie dalla Sila e dalle Serre nel Pliocene e Calabriano denuncia un'oscillazione dei profili di erosione-sedimentazione a favore dell'area emersa calabrese attuale, anche a causa del perdurante sollevamento isostatico. La trasgressione mediopliocenica va vista nello stesso quadro di subsidenza marginale rispetto all'asse mediano di sollevamento isostatico, con carattere di accentuazione dei profili di erosione-sedimentazione.

La trasgressione suprapliocenico-calabriana è molto evidente in tutta la Calabria, dalle coste del Rossanese alle intercalazioni sabbiose del Crotonese ed ai versanti occidentali dei bacini del Crati e del Mèsima-Petrace, e potrà probabilmente esser rintracciata dovunque da più accurati rilievi. Solo in collegamento con la Lucania e con la Sicilia può esser inteso il suo carattere di *trasgressione anormale*, dovuto ad un fenomeno di cedimento laterale della ruga di sollevamento isostatico, così da permettere il *collegamento nell'offshore jonico calabrese fra le falde di Metaponto e di Gela*, attraverso le strutture sottomarine ultimamente descritte da FINETTI & MORELLI (1972).

Infine in epoca medio-suprapleistocenica ed olocenica si accentua il fenomeno di sollevamento, con *smembramento per faglia della superficie del Pleistocene inferiore* formata da una mediana superficie di erosione e da due marginali superfici di colmata. Nello stesso tempo ai gradini di faglia così creatisi si aggiungono generalmente a quote minori i *terrazzi marini e fluviali* che sembrano dovuti essenzialmente agli episodi eustatici legati alle glaciazioni quaternarie.

Si tratta in gran prevalenza di strutture longitudinali, parallele all'asse tettonico dominante, che è NS nel tratto silano, NE-SW nelle Serre ed E-W nell'Aspromonte. La stretta di Catanzaro ed il Basso Crati contengono certamente elementi tettonici EW, ma è da studiare se la prima impostazione di questi bacini non sia invece dovuta all'erosione differenziale della falda calabride più elevata, come quella degli elementi longitudinali nelle valli del Crati, del Mèsima e del Petrace.

Elementi trasversali di maggiore portata sono certamente presenti, e non ancora decifrati, nello stesso *andamento arcuato della fascia corrugata* campano-lucano-calabro-sicula (fig. 246), che denuncia una compressione tangenziale parallela alla corda dell'arco, e quindi solo apparentemente longitudinale. Lo stesso può dirsi per il sistema di faglie della valle del Mèsima e della valle del Crati. Si tratta di elementi longitudinali, ma dalla valle del Petrace essi appaiono tagliare lo sperone di Villa S. Giovanni e proseguire nella *zona di faglia dello Stretto di Messina*, assumendo un andamento chiaramente trasversale fino a separare obliquamente il postorogeno Bacino di Caltanissetta dall'avampaese dell'Altopiano Ibleo.

È molto importante la distinzione fra questa zona di disturbo e le faglie di età mediopleistocenica prima accennate. La zona di faglia Gela-Catania-Messina-Petrace-Mèsima-Crati è ben vivente come dimostra la sua attività sismica, e d'altra parte nel tempo essa appare controllare già la sedimentazione calabriana i cui depositi risultano spesso appoggiati alle sue scarpate di faglia anziché da esse tagliati. Si tratta pertanto di un elemento tettonico di origine nettamente più antica del Pleistocene medio.

Ad esso va probabilmente attribuito un carattere del tutto particolare, in connessione con la torsione dell'arco calabrese. Questa ultima è una deforma-

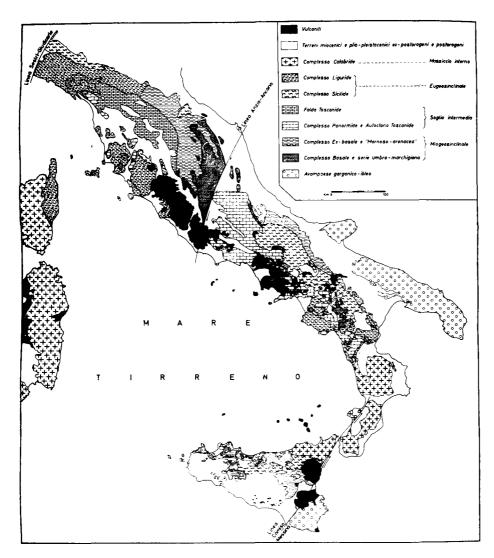



FIG. 246 — Gli elementi strutturali della fascia corrugata appenninica secondo OGNIBEN (1969; 1972 a).

— Structural elements of the Apenninic folded belt according to OGNIBEN (1969; 1972 a).

zione di masse rocciose che al di là di un certo limite di resistenza si risolve in rottura, come anche per la deformazione dovuta al sollevamento isostatico sembra essere molteplicemente accaduto nel Pleistocene medio. La tensione dovuta alla progressiva flessione verso E dell'arco calabrese sembra aver prodotto la zona di faglia dello Stretto di Messina come un insieme di superfici di rottura per stiramento, a partire all'incirca dalla fine del Pliocene, con prevalente componente orizzontale lontano dal vertice dell'arco e pertanto nella Sicilia sud-orientale, e con prevalenti componenti verticali in Calabria. Quivi il vertice dell'arco sembra costituire un fronte di deformazione che avanza da una zona tirrenica, ritenuta a crosta oceanica, ad una zona jonica, ritenuta a crosta continentale, e quindi le relative sollecitazioni dovrebbero risolversi in sollevamenti verso E. A N della valle del Crati la zona di frattura sembra interrompersi contro il sistema di faglie di Castrovillari, a meno che non continui in esso. Si tratta di un quadro ottenuto da pochi e malsicuri dati, e pertanto dichiaratamente inteso solo a porre il problema. Questo può esser risolto in modo praticamente completo con un accurato rilievo geologico di superficie della zona di faglia, e con un accurato e permanente controllo microsismico, prima che macrosismico, che nel rilievo geologico trovi il suo fondamento e la sua giustificazione. Infatti i terremoti non sono isolate ed astratte manifestazioni puntiformi di energia figlia di madre ignota, ma sono dovuti a spostamenti lungo piani di faglia per sollecitazioni accumulatesi oltre un certo limite nelle adiacenti masse rocciose in via di deformazione, come tutti sanno.

Lineamenti geofisici

Al rapido riassunto dell'esame dei dati di superficie conviene aggiungere per sommi capi le evidenze di carattere indiretto ottenute con metodi geofisici.

Dai rilievi gravimetrici dedicati in modo particolare alla Calabria (fig. 247), questa appare « corrispondere ad un sollevamento della piattaforma continentale » (ZACCARA, 1959), che continua nella zona costiera settentrionale della Sicilia dal momento che « il fianco meridionale dell'Aspromonte rappresenta l'estremo settentrionale della Fossa Siciliana ». ZACCARA conferisce grande importanza agli « allineamenti di valori minimi » trasversali rispetto alla penisola calabrese. La spiegazione di essi appare più chiara in SEGRE (1961) che vi vede una serie di bacini (fig. 248) in continuazione della « Fossa Adrio-Jonica » di ZACCARA & MAINO (1958), in perfetta consistenza con i dati della geologia di superficie. L'altro elemento caratteristico è « l'allineamento costiero delle anomalie positive lungo la fascia tirrenica calabrese, caratterizzato da un continuo aumento di valore » lungo la costa stessa fino al massimo di + 115 mgal di Capo Vaticano « da dove decresce lentamente verso la Sicilia » costituendo la « dorsale gravimetrica peritirrena calabro-sicula » di VECCHIA (1954). Esso va interpretato probabilmente come il margine interno della zona di accumulo sialico soggetta a sollevamento isostatico, e la sua accentuazione in Calabria va correlata secondo MORELLI (1970) con le grandi falde cristalline del Complesso Calabride.

Con quest'andamento dell'arco calabrese appare ben consistente la presenza di una allungata retro-fossa di sedimentazione recente data dal Bacino di Paola e dal Bacino di Gioia (v. addietro fig. 232), che costituisce la controparte simmetrica ai bacini jonici di avanfossa e come essi raccoglie il prodotto del processo di erosione della parte emersa della Calabria, specialmente per quanto riguarda il periodo post-infrapleistocenico di sollevamento per faglia. Essa appare ben disegnata nel profilo verticale (fig. 249) di FINETTI, MORELLI & ZARUDZKI

FIG. 247 — Carta delle anomalie di BOUGUER della Calabria secondo ZACCARA (1959).

— BOUGUER gravity anomalies map of Calabria according to ZACCARA (1959).

(1970) che mette altresì in evidenza la funzione delle rughe sottomarine nel determinare la formazione degli spessi « bacini circumtirrenici » di sedimentazione recente, ed il passaggio alla zona abissale con vulcani sottomarini. Ancor più probante è il bellissimo sismogramma dalla fig. 6h di FINETTI & MORELLI (1972), addietro discusso e riprodotto nella fig. 239.

La struttura profonda dell'arco calabrese, come zona di ingrossamento sialico e di passaggio fra una crosta tirrena di tipo prevalentemente oceanico ed una crosta jonica di tipo piuttosto continentale, era già stata interpretata come tale sulla

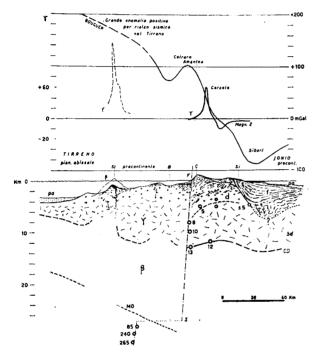



FIG. 248 - Sezione attraverso la Calabria settentrionale con le anomalie di BOUGUER, le anomalie magnetiche e gli ipocentri sismici secondo SEGRE (1961). St - Stromboli; B - Bacino di Paola; C - Catena Costiera; Si - Piana di Sìbari; pa - sedimenti della piana abissale tirrenica e del « pendio precontinentale ionico »; f - zona epidermale di riempimento a flysch con anomalie stratigrafiche in f_1 e con fratture di cedimento in Si; γ - rocce cristalline della crosta superiore; d - zona dermale di rocce scistose e cristalline; bd - granodioriti della zona batidermale; β - rocce basiche della crosta inferiore; CD - discontinuità di CONRAD; MO - discontinuità di MOHOROVICIC; circoletti-ipocentri sismici proiettati sul piano di sezione con la profondità in km.

— Section across northern Calabria with BOUGUER gravity anomalies, magnetic anomalies and seismic foci according to SEGRE (1961). St - Stromboli Island; B - Paola Basin; C - Coastal Chain; Si - Sibari Plain; pa - sediments of Tyrrhenian abyssal plain and of « Ionian pre-continental slope »; f - epidermal filling zone with flyschs, with stratigraphical anomalies in f_1 and collapse fractures in Si; γ - crystalline rocks of upper crust; d - dermal zone with schistose and crystalline rocks; bd - granodiorites of bathydermal zone; β - basic rocks of lower crust; CD - CONRAD discontinuity; MO - MOHOROVICIC discontinuity; circles-seismic foci projected in section plane, with depth in km.

base dei dati gravimetrici e magnetometrici, come visto addietro nella fig. 248 secondo SEGRE (1961). In questi ultimi anni vi si sono aggiunti i profili sismici a rifrazione profonda, con i risultati visibili nella fig. 250 da SCARASCIA & COLOMBI (1972), dove la zona tratteggiata « a strati lenti intermedi » al di sotto dei 5000 m di profondità *riflette* la complessa costituzione (a successioni sedimentarie sepolte in profondità) della zona di corrugamento, con diminuzione di spessore verso il Golfo di Taranto ossia verso l'avampaese non corrugato. I dati esistenti sulla struttura crustale vengono sintetizzati da GIESE (1972), la cui carta delle isobate della Moho (v. addietro fig. 231) mostra una zona di massimo approfondimento che segue l'arco calabrese in corrispondenza dell'avanfossa di sedimentazione recente padano-adriatica-bradànica-jonica-gelese, e rimane a notevole profondità lungo tutta la penisola calabrese per risalire rapidamente verso il centro del bacino tirrenico a crosta oceanica, mentre rimane entro spessori consistenti nella zona jonica di avampaese non subsidente. La conferma definitiva del fatto che l'arco calabrese segna il limite fra una zona tirrenica a crosta di tipo oceanico ed una zona jonica a crosta di tipo continentale è venuta ora con i rilievi sismici di FINETTI & MORELLI (1972), che non fanno che confermare quanto si leggeva già molto chiaramente nella geologia di superficie, come esposto in OGNIBEN (1969).

Altrettanto consistente con l'andamento dell'arco calabrese appare il vulcanismo recente, di carattere anatettico nella fascia tosco-laziale-campano-eolia, e di carattere oceanico nella provincia est-siciliana dell'Etna e degli Iblei allineata lungo l'elemento trasversale della zona di faglia Gela-Catania-Messina-S. Eufemia, nonché nei vulcani sottomarini del Tirreno.

Dati sulla geologia dell'area tirrena di notevole consistenza con la geologia di superficie vengono apportati da SELLI (1970) e da SELLI & FABBRI (1971), che distinguono due principali discontinuità di sedimentazione fra i loro complessi sismici A, B, C. La discontinuità più elevata, fra A e B, vien datata con sicurezza al Pliocene medio e posta in correlazione con l'analoga trasgressione mediopliocenica che si osserva nelle aree emerse. Come in queste, la trasgressione può esser messa in relazione col contemporaneo sollevamento della fascia corrugata, ed è possibile intravvedere un collegamento mediante spostamenti di masse subcrustali.

Per quanto riguarda la trasgressione fra i complessi B e C, invece che di età inframiocenica come postulano i due autori, sembra probabile che essa sia

di età mediomiocenica vicina al limite Elveziano-Tortoniano cui corrisponde l'acme dei trasporti orogenici dal Tirreno verso l'attuale Appennino, dato che in questi trasporti risultano compresi anche gli stessi orizzonti inframiocenici dell'Appennino Meridionale con i quali la base del complesso sismico B dovrebbe correlarsi. L'arco calabrese (o meglio sudappenninico), vien molto ben delineato (v. addietro fig. 236) da SELLI (1970) che delimita un'area sardo-corso-tirrenica attorno alla quale si avvolge l'arco sudappenninico comprendente entro il mare i bacini peritirrenici ed i monti peritirrenici. I rapporti fra la catena appenninica marginale da una parte e la centrale area sardo-corso-tirrenica quale sua fornitrice di apporti sedimentari per processi erosivi e di apporti orogenici per denudazione tettonica dall'altra, vengono da SELLI (1970) delineati secondo una concezione centrifuga dell'intero ciclo di fenomeni, che praticamente rappresenta l'alternativa estrema all'ipotesi di torsione postorogena dell'arco calabrese di OGNIBEN (1969).

Schema paleotettonistico della Calabria

Si è addietro discusso (OGNIBEN, 1970) come nelle regioni di corrugamento la ricostruzione del sistema geosinclinalico originario si debba oggettivamente basare su schemi paleotettonistici anziché su schemi paleogeografici. Gli schemi paleottettonistici consistono semplicemente nell'accostamento in sezione verticale delle varie successioni osservate nella presumibile posizione reciproca precedente al corrugamento. Si evita così di eseguire la stessa ricostruzione in planimetria, secondo coordinate geografiche impossibili a ritrovare nell'attuale mobilistico stadio di conoscenze.

Poiché le varie successioni portano l'impronta di tettonismi ben definiti, esse servono a caratterizzare altrettanti elementi di crosta terrestre, a loro volta confrontabili con gli elementi dei sistemi geosinclinalici attuali e principalmente con la fossa oceanica, con l'arco insulare, col bacino interno o marginale e col margine continentale: ossia in termini di geologia classica con l'eugeosinclinale, con la ruga intermedia, con la miogeosinclinale e con l'avampaese, più naturalmente le complicazioni che possono emergere a seconda della diversa natura del bacino interno e dello stesso arco insulare, nonché per la frequente presenza di « massicci interni » associati dal lato oceanico ai depositi eugeosinclinalici.

FIG. 249 — Sezione geologica interpretativa del profilo sismico (v. fig. 239) attraverso il Bacino di Paola ed il Vulcano Marsili secondo FINETTI, MORELLI & ZARUDZKI (1970).

— Interpretative geological section of the seismic profile (see fig. 239) across the Paola Basin and Marsili Volcano according to FINETTI, MORELLI & ZARUDZKI (1970).

Una simile ricostruzione per la Calabria non va dissociata dai suoi prolungamenti assiali, la Sicilia nord-orientale da una parte ed il confine calabro-lucano dall'altra, i quali a loro volta presentano tra di loro tali coincidenze, come già discusso in OGNIBEN (1970), da rassicurare pienamente sulla

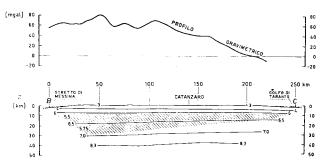



FIG. 250 - Profilo sismico a rifrazione profonda in Calabria secondo SCARASCIA & COLOMBI (1972). Mediante tratteggio sono segnate le zone che comprendono strati intermedi lenti (velocità < 6 km/sec). In alto è riportato il profilo gravimetrico.

— Deep seismic refraction profile in Calabria according to SCARASCIA & COLOMBI (1972). Dashed are zones including intercalated slow layers (velocity < 6 km/sec). Above the gravimetric profile is indicated.

validità dell'interpolazione per gli elementi non visibili a giorno in Calabria, pur non permettendo di non deplorare la relativa incertezza di conoscenze sugli elementi visibili.

In realtà lo schema paleotettonistico per la Calabria viene a coincidere con quello per il confine calabro-lucano (v. addietro fig. 26). Gli elementi a prima vista mancanti in Calabria sono in realtà presenti in posizione dislocata da trasporti di second'ordine, per così dire, tale tuttavia da non natura stratigrafica dell'avampaese jonico della fascia corrugata calabrese, e la conferma della loro continuità lungo il lato jonico della Calabria è stata data dai rilievi sismici di FINETTI & MORELLI (1972).

Si è già visto in base al più ampio quadro lucano come il Complesso Panormide rivesta una posizione di ruga intermedia, con un'interessante composizione stratigrafica non terrigena e poco vulcanica da mettere in alternativa al concetto degli

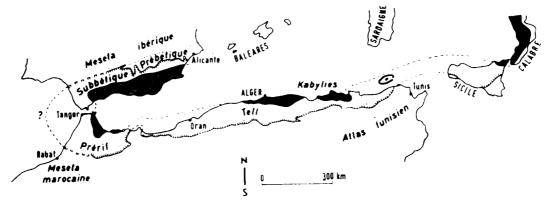



FIG. 251 — Continuità dei corrugamenti alpini mediterranei a Gibilterra secondo DURAND DELGA (1972) con i ricoprimenti di tipo calabride in nero e quelli di tipo geosinclinalico in bianco.

— Continuity at Gibraltar of the Mediterranean Alpine folded belts according to DURAND DELGA (1972), with Calabride type nappes in black and geosynclinal type ones in white.

consentire sulla loro posizione primaria deduzioni differenti da quelle offerte dalla regione del confine calabro-lucano. Ciò vale per il Complesso Sicilide, assente in Calabria fra il Complesso Panormide e quello Liguride per quanto fino ad oggi si sa, ma presente negli antiricoprimenti del Complesso Antisicilide e del Complesso Crotonide, che attestano appunto la continuità assiale dell'elemento strutturale rappresentato dalla successione sicilide tra gli analoghi terreni lucani e siciliani.

Lo stesso vale, su tracce più deboli, per il Complesso Basale caratterizzato dai sedimenti di facies imerese. La serie calcareo-silicea mesozoico-paleogenica scompare tra M. Sirino e le Madonìe occidentali, ed il Flysch Numìdico che in Sicilia la segue verso l'alto in continuità scompare tra le Murge di S. Caterina presso Rocca Imperiale al confine tra Calabria e Lucania, e Bronte in Sicilia. In Calabria il Flysch Numìdico affiora solamente nei blocchi esotici entro le argille scagliose del Complesso Antisicilide: ciò basta ad attestare la continuità del Complesso Basale lungo l'arco calabrese, anche se per la relativa ricostruzione occorre evidentemente uscire dalla Calabria.

Infine, le successioni pugliesi ed iblee sono per ora tutto ciò di cui disponiamo per ipotizzare la archi insulari parimenti non terrigeni, ma esclusivamente vulcanici o quasi.

Per il Complesso Liguride appare scontato il carattere eugeosinclinalico, o di fossa oceanica ad argilloscisti, ofioliti ed associazioni di calcari pelagici e radiolariti. In Calabria esso è metamorfico oltre che fortemente tettonizzato, e non sarà in questa regione che potranno esser risolti i problemi della messa in posto delle ofioliti a vari livelli della successione in fase sinsedimetaria o postsedimentaria. La regione si presta invece allo studio del metamorfismo alpino di alta pressione, come molto bene è stato già impostato da HOFFMANN (1970) e da DE ROEVER E. W. F. (1972).

Infine il Complesso Calabride presenta un'indubbia unitarietà delle varie falde che lo compongono, disegnando un'originaria successione dall'esterno verso l'interno di successioni mesozoico-paleogeniche di soglia sempre meno subsidente, e di basamento cristallino di grado metamorfico sempre più profondo. Non è possibile dire che siano conosciuti passaggi o legami con i complessi sottostanti, come del resto non appaiono nemmeno fra i Complessi Liguride, Sicilide e Panormide. Semmai, parentele e correlazioni sembrerebbero doversi cercare verso la Sardegna

(GUZZETTA, 1964; OGNIBEN, 1969), e questo pone grossi problemi di carattere geodinamico, ma soprattutto di studio geofisico approfondito della crosta tirrenica, per vedere se è possibile ritrovare un perduto collegamento tra Calabria e Sardegna.

Da queste conclusioni, e dai dati geologici e geofisici precedentemente ricordati, emerge tuttavia una conclusione di carattere generale molto chiara e da tenere come punto fermo: la Calabria è un segmento di tipica catena corrugata al margine di un blocco continentale. A questo blocco possono essere stati originariamente estranei i terreni calabridi, ma tutto ciò che sta sotto di essi si ritrova lungo l'Appennino e lungo le Maghrebidi, dove anche il Complesso Calabride ricompare alla Galite e nelle Cabilie. La catena corrugata appenninico-calabrese-siciliana-maghrebina (fig. 251) aveva il suo lato oceanico verso l'attuale Mediterraneo occidentale, ed il suo lato contientale verso l'attuale Maghreb-Mare Jonio-Mare Adriatico; la provenienza delle ofioliti è infatti per concorde ammissione di tutti gli studiosi dall'area tirrenica. Assieme con i collegamenti che si stanno studiando fra Appennino e Dinaridi attraverso il « bouclage » sudalpino-austridico, questo punto dovrebbe rimanere fermo anche nelle discussioni di tettonica globale, che invece spesso non ne tengono conto senza sostituirvi punti d'appoggio migliori.

Arco calabrese

In OGNIBEN (1969) si è fatta l'ipotesi della torsione postorogena dell'asse appenninico in corrispondenza della Calabria, e si sono poste in rilievo varie caratteristiche di analogia con la torsione dell'asse alpino in corrispondenza del Piemonte. L'arco calabrese infatti comporta un raggio di curvatura di 100 km, una superficie sismica profonda fra le Isole Eolie e Capo Palinuro, un arco di epicentri di sismi di media profondità lungo la Calabria ed i Peloritani (PETERSCHMITT, 1956), una probabile parafora in posizione di corda passante per lo Stretto di Messina per smorzarsi nella Calabria settentrionale, un'anomalia gravimetrica positiva particolarmente accentuata lungo il tratto calabrese della costa tirrenica, un affioramento della « formazione diorito-kinzigitica » in posizione sommitale al di sopra della pila di falde di trasporto orogenico.

Nell'arco piemontese a sua volta si osserva un raggio di curvatura di 100 km, un arco di epicentri di media profondità lungo le Alpi fra Ivrea e Limone Piemonte (MALARODA & RAIMONDI, 1957), una probabile parafora vogherese in posizione di corda fra la giunzione Alpi-Appennini ed il rigetto orizzontale della Linea Insubrica, un'anomalia gravimetrica positiva estremamente pronunciata lungo il margine interno dell'arco da Locarno a Cuneo, un affioramento della « formazione diorito-kinzigitica » in posizione sommitale sulla pila dei ricoprimenti (Zona Ivrea-Verbano, II zona diorito-kinzigitica, Serie di Valpelline, CARRARO, DAL PIAZ & SACCHI, 1970) come nella fig. 252.

E' da tener presente che gli archi piemontese e calabrese si presentano in posizione reciprocamente invertita rispetto alla fascia corrugata appenninica ed al blocco sialico di cui essa costituisce il margine: nell'arco piemontese si ha un saliente del margine corrugato appennino-austridico-dinarico riconoscibile nella Zona del Canavese (ELTER G., ELTER P., STURANI & WEIDMANN, 1966), mentre nell'arco calabrese si ha una rientranza dello stesso margine corrugato rispetto al relativo blocco sialico

FIG. 252 — Profilo schematico attraverso le Alpi Occidentali secondo CARRARO, DAL PIAZ & SACCHI (1970). GBS - Gran San Bernardo; CM - Camughera-Moncucco; MR - Monte Rosa; II dk - II zona diorito-kinzigitica l.s.; ZSL - Zona Sesia-Lanzo; ZIvVe - zona Ivrea-Verbano; vp - serie di Valpelline; ar - serie di Arolla; nero - zona del Canavese, mesozoico pennidico ed ofioliti ultrabasiche.

— Schematic profile across the Western Alps according to CARRARO, DAL PIAZ & SACCHI (1970). GBS - Gran San Bernardo; CM - Camughera-Moncucco; MR - Mt. Rosa; II dk - II dioritic-kinzigitic zone s.l.; ZSL - Sesia-Lanzo zone; ZIvVe - Ivrea-Verbano zone; vp - Valpelline series; ar - Arolla series; black-Canavese zone, Pennidic Mesozoic terrains and ultrabasic ophiolites.

jonico-padano-adriatico. Tuttavia le analogie si fanno più manifeste se si osserva l'arco piemontese come rientranza del margine corrugato alpino del blocco europeo: in questa rientranza sembra essersi incastrata una massa sialica estranea alle Alpi, visibile nella Dent Blanche-Zona Sesia Lanzo-Serie dei Laghi (e lembi minori), con un sovrapposto livello kinzigitico-simatico nella Serie di Valpelline-II Zona diorito/kinzigitica-Zona Ivrea Verbano. Parlare di hiatus oceanico originariamente esistente fra Alpi ed Appennini sembra logico, allo stato attuale delle conoscenze: meno necessario sembra il volerlo vedere materializzato nella Zona Ivrea-Verbano che sembrerebbe addirittura sovrascorsa sulle masse sialiche della Dent Blanche e della zona Sesia-Lanzo, nonché sulla relativa copertura sedimentaria ancor visibile al di fuori della pista di sovrascorrimento, vale a dire nella Zona del Canavese. Anziché costituire un relitto del margine oceanico del blocco appenninico-austridico-dinarico, la Zona Ivrea-Verbano sembrerebbe in prima ipotesi aver originariamente costituito la parte profonda basica dello stesso blocco al di sotto della non marginale Serie dei Laghi, fra la quale e l'oceano poteva essere originariamente frapposta tutta la zolla sialica Sesia/Lanzo-Dent Blanche ed elementi minori. Le cose possono esser andate diversamente, ma allo stato attuale delle conoscenze questo significherebbe complicarle al di là del necessario, dato che si rimane sempre nel campo delle supposizioni.

Nella rientranza dell'arco calabrese è andata parimenti ad incastrarsi una massa sialica estranea, di appartenenza forse alpina ma ancora non ben accertata come il Complesso Calabride. Anche qui abbiamo una parte frontale sialica visibile nelle Falde di Longi, di Galati e di Castagna (molte descrizioni della quale ultima fanno pensare agli Scisti di Fobello e Rimella), e solo al di sopra di queste si accavalla la Falda dell'Aspromonte data da più elevati livelli kinzigitici e da più profondi livelli dioritici ed ultrabasici (oltre alle intrusioni granitiche) in un modo che ai buoni conoscitori come NOVARESE (1931) e BERTOLANI (1957) fa insistentemente richiamare la zona Ivrea-Verbano e la sovrapposta Serie dei Laghi. Per quanto riguarda la zona Gioia Tauro-Palmi, a primo esame vi sembrano prevalere delle problematiche dioriti quarzifere epidotiche molto tettonizzate, forse equivalenti anatettici delle kinzigiti o di livelli appena più profondi, e quindi « metadioriti ». Anche qui come ad Ivrea non si può parlare di un materialmente visibile hiatus oceanico ma solo di livelli profondi della crosta sialica dell'Aspromonte, perché fra questa ed i terreni liguridi della fossa profonda eugeosinclinalica in ogni caso dovettero stare i complessi epizonali calabridi di Longi e Galati e Castagna, equivalenti come elementi tettonici alla Zona Sesia/Lanzo-Dent Blanche, con la loro copertura sedimentaria tettonicamente equivalente alla Zona del Canavese.

La caratteristica saliente che si rileva da questo accostamento tra arco piemontese ed arco calabrese è la loro notevole indipendenza dagli elementi strutturali dei rispettivi sistemi geosinclinalici, o di corrugamento marginale che dir si voglia. Gli elementi appenninici funzionano una volta da incastro positivo, l'altro da incastro negativo; i materiali simatici figurano accavallati partendo da porzioni relativamente interne del relativo arco per sovrapporsi su porzioni più esterne; la funzione degli elementi alpini è ben definita in Piemonte, non accertata ma forse esattamente reciproca in Calabria. Si intravvedono in sostanza dei fenomeni di torsione assiale con compressione ed enucleamento verso l'alto della parte interna dell'arco che così si viene formando. Tali fenomeni non trovano posto nello schema normale dell'orogenesi, che pure sembra aver avuto sia nelle Alpi che nel sistema Appennini-Austridi-Dinaridi uno svolgimento di tipo fino a prova contraria normale; infatti pur nella generale deformazione son rimasti

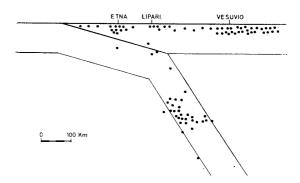



FIG. 253 - Sezione verticale fra Etna e Vesuvio da CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1970), con modificazioni.
— Vertical section through Aetna and Vesuvius, from CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1970), with modifications.

visibili parecchi elementi strutturali che rientrano agevolmente nello schema generale dell'orogenesi e rendono verosimile che questi orogeni fossero originariamente molto più completi e meglio corrispondenti allo schema stesso. Ciò sembra voler dire che i fenomeni di torsione e di enucleamento verso l'alto del margine interno sono probabilmente postorogeni.

Le considerazioni che precedono costituiscono gli aspetti geologici che vanno tenuti presenti quando si consideri il problema della superficie sismica profonda del Basso Tirreno. Originariamente ritenuta (fig. 253) una tipica espressione di piano di BENIOFF per una crosta jonica in sprofondamento al di sotto del Tirreno (PETERSCHMITT, 1956; CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL, 1970), essa è stata contestata come tale da un punto di vista geologico in OGNIBEN (1969), dove sono stati posti in rilievo il carattere postorogeno e non sinorogeno dell'attuale struttura lucano-calabro-sicula, l'età paleogenica del relativo vulcanismo andesitico, l'ordine di grandezza dell'arco, nettamente inferiore a quello degli attuali archi insulari; da un punto di vista sismologico anche RITSEMA (1969) vede nel Basso Tirreno un fenomeno completamente differente da quello degli archi insulari, e cioè la possibile generazione di nuova crosta oceanica nel Tirreno in concomitanza di una deriva dell'arco calabrese verso ESE, ossia di un fenomeno che può esser spiegato come pura deformazione tangenziale per compressione laterale dovuta all'accostamento tra Europa ed Africa. Ritornano sull'argomento RITSEMA (1970) mettendo in rilievo la lacuna della superficie sismica profonda dai 100 ai 220 km di profondità; MORELLI (1970) che mette in rilievo l'assenza di fosse oceaniche ad E della Calabria e di rughe medioceaniche nel Tirreno e conclude per l'esistenza di una « zona anomala » nel mantello, definita dagli ipocentri profondi e marcatamente differente dal mantello circostante, in relazione con la migrazione dell'arco calabrese verso ESE secondo RITSEMA (1969) e con fenomeni di oceanizzazione per subsidenza entro il mantello della crosta oceanica denudata dell'antico continente; PETERSCHMITT (1972) che conclude per l'indipendenza delle due regioni sismiche rispettivamente a N ed a S del traverso di Capo Vaticano e per la loro non analogia con i piani di BENIOFF (fig. 254); OGNIBEN (1972 d) che ricorda come « gli attuali orogeni di tipo pacifico mostrano un'opposta distribuzione delle masse continentali ed oceaniche » rispetto all'arco calabrese. Anche CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1972) concludono per la non confrontabilità dell'arco calabrese con quelli circumpacifici, perché nel primo sembra che la crosta continentale jonica venga spinta al di sotto di quella oceanica tirrenica secondo una superficie come nella fig. 255; si tratterebbe di una distorsione dal modello tipico dovuta all'avvicinamento delle placche africana ed euroasiatica ed ai probabili processi di oceanizzazione nel Basso Tirreno, e resterebbe confermata la discesa della litosfera africana al di sotto di quella euroasiatica. Si è visto come la maggioranza degli autori concluda invece per un fenomeno molto differente, e cioè per una deformazione verso ESE dell'arco calabrese, tale da indurre nel Basso Tirreno tensioni che giungono fino all'astenosfera e provocano

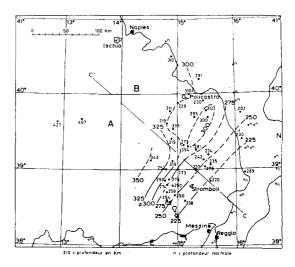



FIG. 254 - Sismi profondi nel Tirreno secondo PETERSCHMITT (1972).

— Deep seismic foci in Tyrrhenian area according to PETERSCHMITT (1972).

la risalita dei materiali delle effusioni centrotirreniche.

A questo proposito tornano di grande interesse alcuni dati di SCHICK (1972), in uno studio pur non espressamente dedicato al Basso Tirreno. Per quanto riguarda le profondità focali l'autore nota che gli ipocentri del Basso Tirreno, ricalcolati, mostrano una lacuna totale fra i 35 ed i 200 km (fig. 256), contrariamente ai cataloghi usuali che riportano anche ipocentri attorno ai 100 km. Per quanto riguarda i meccanismi focali, l'autore distingue nell'Italia meridionale tre zone (fig. 257):

a) Zona dei terremoti normali o poco profondi nella Sicilia orientale e Calabria: risalita ad Est e discesa a W lungo una superficie subverticale, oppure movimento lungo una superficie suborizzontale con spinta verso WNW al di sotto della superficie stessa e verso ESE al di sopra. L'asimmetria dell'irradiamento delle onde superficiali indica che la superficie del terremoto è probabilmente quella orizzontale;

b) Zona dei terremoti normali nella Sicilia centrale: meccanismo focale secondo una para-

fora verticale; dalla figura 257 essa appare NS oppure EW, destra;

c) Zona dei sismi profondi del Basso Tirreno: non appare una distribuzione sistematica degli ipocentri, tuttavia non sembrano presenti dislocazioni orizzontali; dalla fig. 257 appare presente un movimento contrario a quello dei sismi normali della stessa zona, e cioè risalita a W e discesa ad E lungo una superficie verticale, oppure movimento lungo una superficie orizzontale con spinta verso ESE al di sotto e verso WNW al di sopra della superficie stessa.

FIG. 255 — Superficie anomala di subduzione della crosta continentale ionica al di sotto della crosta oceanica tirrena secondo CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1972).

— Anomalous subduction zone of Ionian continental crust below Tyrrhenian oceanic crust according to CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1972).

La prima conclusione che si può trarre, indipendentemente dall'autore che non scrive a questo proposito, è che sismi normali e sismi profondi aventi meccanismi opposti non rientrano nel modello di una stessa superficie di subduzione.

Il quadro mediterraneo di collisione postorogena fra due catene marginali

L'insieme dei dati e delle relative interpretazioni sul piano geologico e geofisico dianzi riassunte sembra invitare a considerare l'arco calabrese ed i suoi omologhi, come l'arco piemontese ed altri ben noti (Gibilterra, Indonesia ecc.), sotto l'aspetto di fenomeni postorogeni o comunque non intrinseci all'orogenesi s. s., ma su di essa sovrimposti. Si tratterebbe bensì di fenomeni di compressione tangenziale come nell'orogenesi, ma del tutto svincolati dall'accoppiamento oceano-continente e dalla relativa vergenza dal primo verso il secondo. Questo tipo di compressione tangenziale nel caso del Mediterraneo sembra dovuto alla collisione dell'orogeno marginale peri-eurasiatico (Cordigliere Betiche-Baleari-Alpi-Carpazi-Balcani-Pontidi) con quello periafricano (Rif-Cabilìe-Appennini-Austridi-Dinaridi-Ellenidi-Tauridi) e quindi al verificarsi di una « fase mediterranea » dell'orogenesi secondo DEWEY (1969). I bacini oceanici del Mediterraneo occidentale sembrano residuali anziché di neoformazione secondo il concetto dei « mari marginali », e destinati a scomparire secondo gli esempi del passato rilevati da SMITH (1971). La considerazione di questo autore, che « è altamente inve-

rosimile che i margini continentali prima della collisione abbiano proprio la sagoma che occorrebbe per un completo incastro reciproco » sembra verificata proprio nel caso del saliente italiano del blocco continentale africano, e la deformazione prodotta nell'adattamento del saliente al progressivo combaciare dei due immensi blocchi sembra chiaramente espressa dalla rottura della Penisola nei tre grandi tronconi delimitati dalla linea vogherese-giudicariense e dalla linea Anzio-Ancona (v. addietro fig. 243), come messo in rilievo in OGNIBEN (1969). Per la Calabria la deformazione stessa si esprime nella linea tettonica e sismica Gela-Catania-Messina-S. Eufemia e nella

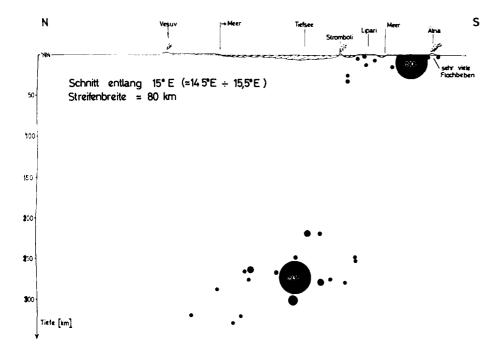
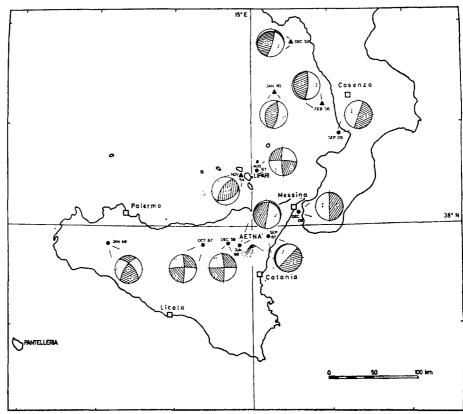



FIG. 256 — Sezione Etna-Vesuvio secondo SCHICK (1972) comprendente gli ipocentri entro una fascia di 80 km, con cerchi di larghezza corrispondente al volume sismico massimo.

— Aetna-Vesuvius section according to SCHICK (1972), comprising seismic foci within a zone 80 km wide; circles of foci with diameter corresponding to maximum seismic volume.

FIG. 257 — Meccanismi focali dei terremoti nell'Italia Meridionale secondo SCHICK (1972). Gli epicentri dei terremoti normali sono indicati con cerchietti neri, quelli dei terremoti profondi con triangoli.

— Focal mechanisms in seisms of Southern Italy according to SCHICK (1972). Epicenters of shallow seisms are indicated with black circles, those of deep seisms with triangles.

curvatura dell'arco calabrese, forse progressiva, probabilmente collegata alla linea sismica anziddetta, forse indirettamente collegata anche con i sismi profondi del Basso Tirreno e tale da creare con la sua deriva verso ESE una zona di tensione crustale e subcrustale atta alla localizzata ed anomala formazione di crosta oceanica necessaria a cicatrizzare i giunti di tensione NS che si vanno formando nella piana batiale tirrenica, sotto forma dei « monti centro-tirrenici ».

Il discostamento dal modello del piano di BENIOFF interposto fra la piastra oceanica in subduzione e quella continentale galleggiante al di sopra (fig. 258) sembra necessario nello studio di questi archi di torsione postorogena o comunque non-

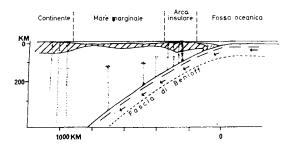



FIG. 258 - Schema tipico di subduzione di crosta oceanica sotto crosta continentale con sviluppo del piano di BENIOFF secondo MATSUDA & UYEDA (1971),modificato.

— Typical subduction scheme of oceanic crust under continental one with development of the BENIOFF plane according to MATSUDA & UYEDA (1971), with modifications.

orogena anche per evitare la creazione del falso problema di adattare ad un modello prestabilito delle strutture che con esso non hanno niente a che vedere. Uno di questi falsi problemi è esemplarmente enunciato da RYAN, STANLEY, HERSEY, FAHLQUIST & ALLAN (1970) quando a proposito dei nuclei fornitori di materiale alle odierne fasce corrugate, come vengono supposti nel bacino balearico e tipicamente nel Tirreno, osservano che « il problema che si incontra nell'interpretare l'origine della struttura oceanica del Mediterraneo occidentale, è come far sprofondare questi nuclei e trasformare lo spessore e la composizione di una crosta continentale nel tipo di crosta attualmente osservabile ». Un tipo di soluzione viene enunciato immaginando che « la fase di estensione nel Mediterraneo occidentale, che cominciò nel primo Cenozoico, sollevò un grande plateau (sic) dal quale vennero riversati sedimenti e terreni sciolti verso N nelle fosse dei flysch delle Alpi Marittime, verso E nel solco eugeosinclinalico liguride, verso SE nei corrispondenti bacini della Corsica. Quando il neoformato graben (sic) si aperse ulteriormente, il collasso dei blocchi marginali del plateau produsse le rughe del basamento che si osservano attualmente verso il piede della scarpata continentale ». Un altro di questi nuclei sarebbe appunto la Tirrenide, sorgente dei materiali alloctoni e del detrito sedimentario attualmente osservabili nell'Appennino, disintegratasi durante una fase di estensione crustale per allontanamento del blocco italiano dal blocco corso-sardo, come anche secondo SELLI (1970).

Il concetto dei nuclei sembra nascere da una persistente mentalità paleogeografica e relativamente fissista, che costringe a ricercare le provenienze dei sedimenti e dei materiali orogenici in zone centrali rispetto alla distribuzione attuale delle fasce corrugate. Che si tratti di un compito impossibile sia dal puro punto di vista della quantità dei materiali che provenendo da aree ristrette avrebbero dovuto alluvionare vaste periferie, che dal punto di vista della mancanza delle strutture radiali che questi apporti radiali dovrebbero pure aver originato, specialmente nelle coltri alloctone che altro non furono se non colate, è stato posto in rilievo in OGNIBEN (1969). E' strano tuttavia che il problema delle aree fornitrici dei materiali sedimentari ed orogenici venga posto per le zone corrugate mediterranee e non allo stesso modo per quelle perioceaniche, formate da flysch e da coltri alloctone al pari delle prime ma collocate sui margini di vasti fondi oceanici di formazione spesso molto recente, e non di ristretti bacini residuali.

Si conclude che le fasce corrugate del Mediterraneo debbono essere analizzate allo stesso modo e secondo lo stesso modello di quelle circumpacifiche, come è stato proposto in OGNIBEN (1972 d), in ragione di quella logica metodologica che alla fine porta pur sempre all'unitarietà dei fenomeni fisici. Per questa stessa ragione gli incastri, gli accavallamenti, le torsioni e le varie deformazioni peculiari all'area mediterranea vanno analizzati indipendentemente dallo schema dell'orogenesi circumpacifica, secondo il concetto della collisione dei due blocchi continentali eurasiatico ed africano (o gondwanico, se si pensa anche alle prosecuzioni orientali del sistema mediterraneo) in « fase mediterranea » secondo DEWEY (1969), e cioè estranea all'orogenesi di tipo pacifico ed a questa essenzialmente posteriore, come orogeno di tipo mediterraneo intendendo il prodotto della convergenza e collisione di due orogeni di tipo pacifico.

ABSTRACT

A new geostructural model of Calabria was considered necessary as a part of the Structural Model of Italy planned to be a first contribution from Italian side to Geodynamics Project. It has been carried out on a bibliographical basis by the present writer, taking advantage from his previous knowledge on NE Sicily (OGNIBEN, 1960) and on Calabria-Lucania border region (OGNIBEN, 1969), with the premise that folding axes of both regions unite to each other along Calabria itself. It has proven to be a good starting point by the finding along all Calabria of the same lithostratigraphical complexes again as in Lucania and Sicily, and by the newly discovered evidence of different crustal types along the Tyrrhenian and Ionian sides of all three regions.

Geostructural models from previous literature

A first picture of Calabria was given by CORTESE (1895) according to a model of total autochtony. A basal *Crystalline Basement* should be made from bottom to top by *fundamental gneisses and mica-schists*, by *phyllites*, *augengneisses* and *white mica-schists*, and by overlying *garnetiferous gneisses* with kinzigites. Variously included are *granite sills and veins*, *green and violet schists* and *serpentines* (= ophiolites of the present paper), and the great Sila, Serra and Capo Vaticano *granite* plutonites, mostly overlying all crystalline terrains. Mesozoic levels begin with *Middle Triassic limestones*, *Upper Triassic phyllites* and *dolomite* in North Calabria, *Liassic anagenite* and *limestones* near Rossano, *Tithonian* and *Cretaceous conglomerate* and *limestones* at Amantea, Martirano, Tiriolo, Stilo (also with nummulitic limestone), Canolo, Palizzi and other places. Eocene terrains are well developed with *Lower Eocene conglomerate and coarse sandstones* and *Middle-Upper Eocene variegated clays* all along the Ionian coast. *Quartzarenites and brown marls* (= Numidian Flysch of the present paper) are attributed to Oligocene-Lower Miocene age, and other *conglomerates, sandstones and limestones* to Middle Miocene age. Upper Miocene series (including Tortonian) comprises *Clypeaster Molasse*, *Tortonian blue clays* and *Gypsum-Sulphur Formation*. Pliocene series is made up by *lower conglomerates*, *white marls*, *blue marls*, *upper conglomerates* and *yellow sands*. Pleistocene terrains are *Cyprina islandica sands* of Sicilian age, *marine terraces* and *lacustrine deposits*, followed by Recent *dunes*, *beaches* and *riverbeds*. No particular tectonic structures are believed to overturn this sequence regularly going from older up to ever younger terrains.

A rather good picture for his time was given by LIMANOWSKI (1913), who saw Peloritani Mountains and the whole Calabria to build up a huge Crystalline nappe reversed above the nappes of Sicily and Lucania. Two phyllitic NS axed synclinal nuclei in the Messina Strait and in the Mammola-Caulonia area parted the nappe in three eastwards recumbent folds, namely the Peloritani Mountains, the Aspromonte area and the great Serra S. Bruno-Sila massifs. The nappe substratum should outcrop in Sicily and Lucania, which proved itself true, and in the Variegated Shales along the Ionian coast of Calabria, which on the contrary are now known to overlie the Crystalline terrains.

A new Calabria-Peloritani model was given in the well balanced monograph by QUITZOW (1935 a). A basal *phyllitic series* largely corresponds to Liguride Complex of the present paper; an above following *crystalline series* comprises granite plutons grading westwards in an underlying gneissic formation, in turn grading into underlying white micaschists. All Crystalline terrains should have been deversed westwards in Hercynian age with upturning of the entire series. Mesozoic terrains comprise Triassic *schists*, *gypsum*, *rauhwackes* with *serpentines* and *porphyrites*, above which the Norian *Main Dolomite* follows. Jurassic terrains are best developed near Rossano, with *basal conglomerates and sandstones* and following *limestones*. At Stilo, Catanzaro, Martirano the basal levels are Tithonian (Upper Jurassic) *reef limestones*, followed by Cretaceous *rudistic limestones*. On Aspromonte, Cretaceous levels are represented by Cenomanian *Ostreid-bearing marls*. The Mesozoic geosyncline should have run west of the Crystalline massif.

Eocene terrains would be represented by *schists with greenstones* in North Calabria (= Liguride Complex by OGNIBEN, 1969), then by a *terrigenous series* near Rossano and in South Calabria where it should begin with *Lepidocyclina limestone*. Eocene levels would be trasgressive on laramic overthrusts at Rossano and Gerace along the east side of Calabria, and should be involved in NW verging savic-pyrenaic overthrusts in North Calabria.

The structural picture results from bottom to top in a basal autochtonous Apenninic *Mesozoic Carbonate Series*, followed by a *Metamorphic Trias Nappe* from Scalea to Paola, by a still overlying *Phyllitic Nappe* from Paola to Catanzaro, then above all by a *Crystalline nappe* with inverted crystalline sequence on which normal sedimentary sequences transgress. All nappes should extend westwards much more than eastwards, thus outlining an asymmetric mushroom structure with roots corresponding to the big Sila and Serre granite plutons.

Postorogenic Miocene terrains should begin with Burdigalian *Bryozoan limestone* in Aspromonte and Peloritani, followed by widespread Tortonian *conglomerates, sandstones and shales*, above which follow Upper Miocene *Gypsum-Sulphur Formation*, Pliocene-Calabrian *sands and clays*, Sicilian and Tyrrhenian *terraces*, Recent *alluvial and beach deposits*. Miocene erosion surfaces should now lie at 1000 m and more on sea level, mainly by post-Calabrian uplift.

The Calabrese pile of nappes should have nothing to do with Apennines, having been built by subduction at the margins of a little independent crystalline massif.

A number of papers by French authors point to a structural model of Calabria as an African front overthrust above an Italian microcontinent. They are best synthesized by DUBOIS (1970) with an orogenic sequence from bottom to top given by: a) *Metamorphic Trias* in the Coastal Chain windows; b) *Metamorphic Jurassic schists, greenstones* and *Calpionella limestones*, maybe stratigraphically continuous above the Triassic levels; c) *Lower Calabrese Nappe*, or « phyllitic unity » devoid of greenstones; d) *Intermediate Calabrese Nappe*, or « Castagna unity » of laminated and cataclastic granites with transgressive Mesozoic cover; e) *Upper Calabrese Nappe* of gneisses intruded by granites with phyllitic cover, followed by Mesozoic transgressive terrains. All three Calabrese nappes outcrop in the Catanzaro area, whereas in Southern Calabria the Upper Calabrese Nappe completely conceals the lower ones. Distinction between Upper Triassic schists, Jurassic schists and Paleozoic phyllites is said to be very uncertain. A first tectonic phase would have caused large overthrusting of the Calabrese nappes towards NNW from a root zone in the Catanzaro isthm. A second tectonic phase would have given rise to limited thrusting southwestwards. After transgressive Eocene deposition, a third tectonic phase would have thrust Triassic levels northwards at Cetraro-Acquappesa, and Crystalline and Mesozoic terrains northeastwards over Eocene ones near Rossano. Northwards movements in North Calabria should have had their counterpart in southwards movements in NE Sicily. Only postorogenic faulting should have originated to-day's Calabrese-Sicilian arc, which would threfore not be an orogenic but a merely morphological late structure.

Geostructural conceptions issued from the 1958-1963 survey of the 1:25.000 Geological Map of Calabria are summarized by BURTON (1971). A Paleozoic age is attributed to all *epimetamorphic schists*, for some of which a less preferred hypothesis of Miocene age is also mentioned, to *biotite schists* and *gneisses, dinamometamorphic schists and gneisses, granites* and related rocks, basic and ultrabasic *greenstones* (= Liguride ophiolites of present paper). Mesozoic levels comprise a « *cherty facies* » and a « *reef facies* » in North Calabria (= Panormide Complex of present paper), an « *eastern facies* » (= Mesozoic levels of the Longi and Galati nappes of present paper) and a « *Terranova da Sibari facies* » (= *Calpionella* limestone and Saraceno Formation in OGNIBEN, 1969). Tertiary levels comprise an *Eocene formation* at Rossano; *Oligocene nummulitic limestone* at Tiriolo and *continental beds* at Agnana and Antonimina; *Lower-Middle Miocene beds* along the Ionican coast of South Calabria (i.e. Late-orogenic Calabride flysch, Antisicilide Complex and Numidian Flysch of present paper); *Middle-Upper Miocene beds* comprising Capo dell'Armi limestone (Bryozoan limestone of present work), *Clypeaster* molasse, blue Tortonian clays, Sarmatian evaporite-bearing levels; *Lower Pliocene beds* of Crati Valley and of the « Trubi » facies of South Calabria; *Upper Pliocene-Calabrian beds* of Crati Valley, of Crotone-Catanzaro, Locri, Reggio areas and of Petrace valley; undivided *Pliocene-Calabrian beds* between the Serre and Capo Vaticano massifs; *Calabrian beds* of Crati Valley, of the Ionican coast from Corigliano to Cirò, and near Reggio. Middle-Upper Pleistocene levels are seen in *coastal* and *fluviatile terraces* and in the *peneplained surface* of the high plains of Sila, Serre and Aspromonte massifs. Olocene deposits are *present-day beaches* and *alluvial plains*.

Main tectonic events had this sequence: a) overthrusting of « cherty facies » above « reef facies » from S or SW towards N or NE; b) sliding of *phyllite nappe* from W or NW towards E or SE above Lower Miocene levels in North Calabria; c) sliding of *dinamometamorphic schists nappe* from E or SE towards W or NW; d) sliding of *main Crystalline nappe* in the same direction; e) sliding of « *Terranova da Sibari facies* » with uncertain direction; f) Lower Miocene sedimentation followed by limited overthrusting of Crystalline masses above Eocene levels at Rossano and above *Calpionella* limestone, by EW flexures at Sangineto and Catanzaro-Nicastro, and by ESE-WNW flexures at Catanzaro-Amantea and Mammola-Cinquefrondi; g) Middle Miocene subsidence, Upper Miocene uplift, Pliocene subsidence, Quaternary still active uplift.

In the present paper a more substantial model of Calabria is attempted by coordinating all available data with the geostructural models of NE Sicily (OGNIBEN, 1960) and of the Calabria-Lucania border region (OGNIBEN, 1969), since structural axes in these areas converge towards Calabria itself in a very clearly outstanding arc.

In Sicily several different lithostratigraphical complexes (see also OGNIBEN, 1970) are found as follows: a) an *Hyblean carbonatic shelf sequence* in foreland position; b) a more northern *Basal Complex* with limey-cherty Mesozoic levels and Paleogene marls grading into Oligocene-Lower Miocene Numidian Flysch made up by quartzarenites and lateritic shales from Saharan sources; c) an allochtonous *Panormide Complex* represented by a carbonatic shelf sequence carried above the Basal one; d) an above lying *Sicilide Complex* of eugeosynclinal significance albeit devoid of ophiolites, made up by Cretaceous-Eocene sandstones and variegated shales, Eocene-Oligocene Taveyannaz-type tuffites, Oligocene-Lower Miocene greywacke flysch from internal sources, bearing late-orogenic significance because of being transgressive on early Sicilide overthrusts; e) a still higher *Calabride* Complex, made up mainly by Crystalline terrains with position and rôle of an « internal massif », in which four different nappes are marked by metamorphic hiatuses and by different transgressive Mesozoic-Paleogene sequences

(Longi, Galati, Mandanici, Aspromonte nappes), above which the late-orogenic Capo d'Orlando Flysch transgressively lies.

Above the latter there is a smaller « *Antisicilide Complex* » made up by Sicilide variegated shales orogenically carried against the general vergency, and transgressively covered by a « *Post-antisicilide Complex* » of Burdigalian-Helvetian calcarenites, considered to represent the last late-orogenic prosecution of Calabride sedimentation above early-orogenic nappes.

The *Postorogenic Complex* begins with a Tortonian-Messinian-Lower Pliocene sedimentary cycle (inclusive of Messinian evaporitic cycle), above which another trangressive Middle-Upper Pliocene and Lower Pleistocene cycle follows, and above all the Aetnean volcanites.

In the Calabria-Lucania border region a very alike sequence of lithostratigraphical complexes has been found: a) an *Apulian carbonatic shelf sequence* in foreland position; b) a *Basal Complex* emerging more westwards as anticlinal nuclei of Mesozoic limey-cherty levels, and a lately-slid *Ex-basal Complex* of Numidian Flysch followed by Middle Miocene calcarenites and greywackes; c) an allochtonous *Panormide Complex* represented by the carbonatic shelf sequence of the « Southern Calcareous Apennine »; d) an above lying *Sicilide Complex* made up by Cretaceous-Eocene sandstones, variegated shales and calcarenites, Eocene-Oligocene Taveyannaz-type tuffites, and Lower-Middle Miocene greywackes. These latter are transgressive above older Sicilide terrains and above more internal formations which are; d bis) *Liguride Complex*, unknown in Sicily but well known in Northern Apennine, made up by Dogger-Malm-Lowermost Cretaceous ophiolite-bearing limestones, Lower Cretaceous very diagenized ophiolite-bearing shales, Aptian-Albian shales, Albian to Danian calcarenites, Eocene greywacke flysch; e) *Calabride Complex* of Crystalline terrains, lying on top of all orogenic complexes, of which the present paper retraces continuity and similarity with the four different Calabride nappes of NE Sicily.

It is believed that a structural model of Calabria can be obtained integrating all available data in axial prosecution from NE Sicily and from the Calabria-Lucania border region, better than considering the problema bounded to Calabria itself.

Terminological remarks

Extrapolation of Sicilian and Lucanian features to Calabria may bring one under charge of « cylindrism ». But the matter is only of retracing same structural elements along no more than 150 km of a fairly defined folded belt, while most orogenic systems show elongations in the many thousands of km. It must be remembered also that same elements have been traced up to North Apennine and down along all NW Africa, by several authors.

In Calabria the deepest levels belong to the Panormide Complex, which is nevertheless well known in Lucania and in Sicily to be allochtonous. Above it the Liguride Complex shows the same well known assemblage of slates or phyllites, greenstones and terrigenous limestones as in South- and North Apennines. The above lying Calabride Complex allows to recognize the same four nappes it shows in Peloritani Mountains. Above it the late-orogenic Capo d'Orlando Flysch transgresses, in turn overlaid by the sicilide Variegated Clays of the « Antisicilide Complex » and the calcarenites of the « Post-antisicilide Complex ». The Sicilide Complex proper is absent in Calabria, since it outcrops both in Lucania and Sicily along axes wich unite more externally, outside the Ionian coast of Calabria. Above all nappes the Postorogenic Complex shows the same transgressive sequence as in Sicily and Lucania, with the peculiar Upper Miocene orogenic intercalations of the Crotonide Complex.

The word « complex » is used here in the lithostratigrapical meaning of sequence of various sedimentary or igneous or metamorphic rocks, variously associated due to different nature or to tectonic phenomena, and therefore with intricate or altered stratigraphical relations to each other, and nevertheless showing common characters enough to render the complex clearly distinguishable from others, as are all above mentioned complexes of Calabria. Moreover, such a rock unity is also viewed as the most easily and actually recognizable element of regional geological structures, in the consideration that every rock complex marks a crustal element with its own tectonic behaviour and geologic history. Therefore, complexes are meant in the present paper in a well defined structural sense, as gross elements of the regional geological fabric.

Panormide Complex

In the Coastal Chain South of Sangineto old authors saw the so-called « metamorphic Trias » in what rather seems to be intricate outcrops of Panormide windows and Liguride cover and tectonic mélanges of both terrains.

For the area North of Sangineto Ogniben (1969) concluded for tectonic superposition of Liguride schists, limestones and greenstones over Panormide carbonatic shelf rocks. South of Sangineto the same Liguride terrigenous cover seems to continue, and from under it outcrop rocks of pure chemical deposition, wich because of this character undoubtedly must be ascribed to the Panormide Complex. Starting from North, the main outcrops are Cetraro and Acquappesa windows, bot given by dark « Main Dolomite » in dm-thick beds, rauhwacken and cellular limestones, dolomitic dark cataclasites and mylonites, and white gypsum variously associated with dolomite fragments, so as to go from dolomite breccia with little cementing gypsum up to pure saccharoidal gypsum.

This facies is already known as « Burano Anhydrite » in Northern Apennines where anhydrite

replaces gypsum at depth and the reverse takes place near the surface. It is very interesting because of its more tectonitic than sedimentary fabrics, which are very different from those of better known evaporites, and because of the unusual disappearance of calcium sulfate from almost all outcrops in Northern Apennine, as it happens also in the « Cargneules », « Rauhwachen », « Zellendolomite » and « Trias salifère » of the same age in the Alps and NW Africa, contrarily to most gypsum formations which are preserved in surface as well as in depth. Cetraro represents an exceptional outcrop of Burano Anhydrite well preserved in form of gypsum.

In the 1:25.000 Geological Map of Calabria Panormide terrains seem to have been partly represented as « crystalline limestones and marbles » in some outcrops of the Cetraro-Acquappesa area. A mistake possibly arises between Panormide and Liguride limestones. However, distinguishing between them will be very easy in future field studies because Panormide limestones are pure chemical deposits, whereas Liguride limestones (*Calpionella* limestone and others) are terrigenous calcisiltites dirty with clay particles and thin clayey interbeds.

Other Panormide windows outcrop more southwards. At M. Cocuzzo, S of Falconara Albanese, several Main Dolomite outcrops extend 15 km in NS axial length, perhaps with nummulitic beds topwards. Near Malito another window shows Main Dolomite outcrops for about 10 km in NS axial length. On the Tyrrhenian coast there are Panormide windows S of Amantea, E and SE of Campora and NW of Sambiase. From here Panormide terrains disappear completely southwards, outcropping again only as far as Eastern Madonie Mountains in North-Central Sicily.

Very interesting are several records of hydrothermal springs and deposits in the Panormide levels of Calabria, since they find a counterpart in Tuscany in the mineral deposits of the Cavernous Limestone, possibly belonging to the same isopic belt.

Liguride Complex

This complex is clearly recognizable in old geological literature, which pointed out the classical slate-greenstone-limestone association (CORTESE, 1895) and raised the doubt of its possible Eocene age (DI STEFANO, 1904) or of its correlation with the Alpine schistes lustrés (GIGNOUX, 1909).

QUITZOW (1935 a) saw in it a great Hercynian phyllite nappe with epidotic schists and serpentines South of Fuscaldo, and a « metamorphic Trias » nappe with phyllites, rauhwacke, gypsum and diabasic porphirites North of Fuscaldo, plus autochtonous Eocene flysch in Lucania. The 1:25.000 Geological Map of Calabria (BURTON, 1971) attributes a Paleozoic age to schists, greenstones and gypsum, but admits a possible alternative Miocene age in Lucania. Of great significance is the absolute 48 m.y. age datum by BORSI & DUBOIS (1968) for muscovites in the « lower phyllites » of Cetraro, wich therefore result to have undergone Eocene metamorphism.

A group of students from Paris views Central Calabria as an African front thrust over an Italian microcontinent according to GLANGEAUD (1952). At Sangineto there should be the « geosuture » of an intercratonic hiatus represented by ophiolite rocks, and from it allochtonous flyschs and ophiolites could have been ejected towards Lucania. After a manifold paper series DUBOIS (1970) concludes for an E-W axed pile of nappes verging northwards in Central Calabria and southwards in Sicily, later reduced by postorogenic faults to the now apparent Calabro-Sicilian arc of purely morphological significance. Liguride terrains (of the present paper) are arranged by DUBOIS between the Triassic « schistes pseudolustrés » of Cetraro-Acquappesa and the above lying « metamorphic Jurassic », allochtonous in Lucania and Northern Calabria and maybe in stratigraphic continuity above Panormide Triassic dolomites in Central Calabria.

DIETRICH & SCANDONE (1972) split Liguride terrains into a Frido unity, an Ophiolitic I unity, an Ophiolitic II unity and a radiolaritic-phyllitic unity, without reporting any evidence for their statements. The Bari petrographers group contributes a paper series with useful petrographic data on Mt. Reventino and Gimigliano greenstones and associated epimetamorphic metasediments.

HOFFMANN (1969; 1970) thoroughly studies the metamorphic Liguride rocks between Viggianello and Paola, distinguishing greenstones into *glaucophane rocks* with lawsonite-albite-glaucophane subfacies due to burial metamorphism, *chlorite-pumpellyite rocks* due to reaction between greenstones and enclosing metasediments, *lawsonite-epidote rocks* with lawsonite-albite-chlorite subfacies deriving from glaucophane rocks by dinamometamorphic transformation. Enclosing metasediments are represented by *phyllites*, *quartzites* and *calcschists* with facies near to the greenschists. More southwards all greenstones from Sangineto to Fuscaldo belong to lawsonite-albite-chlorite subfacies without relics of glaucophane facies, therefore showing to have undergone no burial but only dynamic metamorphism. Glaucophane rocks result to have undergone temperatures about 300° and pressures about 6-7 kilobars, whereas lawsonite-albite-chlorite rocks seem to have undergone 400° temperatures and 6 kilobars pressures. Author's conclusions do not sound convincing on the point that southern rocks should never have been submitted to burial metamorphism like the northern ones because of the lack of glaucophane relics. It seems better not to reject the possibility of a more complete transformation in the southern rocks than in the northern ones. Interesting is the lack of any notice on « metamorphic Trias » and associated greenstones.

Among a distinguished petrographic paper series on Calabria from the Amsterdam Geological Institute, DE ROEVER E. W. F. (1972) provides another

thorough study of the Liguride rocks. From a detail survey of the Fuscaldo area grading into a larger picture he recognizes following metamorphic zones: 1 a) *actinolite-epidote greenschists (with glaucophane)* near Falerna; 1 b) *actinolite-epidote greenschists (without glaucophane)* from Catanzaro to Cosenza; 2) *green or violet lawsonite-pumpellyite metabasites* from Rose to Laise; 3) *blue lawsonite-glaucophane rocks* from Terranova da Sibari to Diamante-Scalea-Mormanno; 4) *green metabasites with scarce lawsonite, sodic amphiboles and pyroxenes* from S. Severino Lucano to Latronico; 5) *green and violet metabasites without lawsonite, sodic amphiboles and pyroxenes* with zeolitic facies from Cerchiara di Calabria to Mt. Raparo. Metamorphic temperatures seem to have risen from N to S within low values, whereas pressures seem to have strongly increased in the same direction. Tectonic load seems not to have exceeded 3 kb, and fluid tectonic overpressure could have arisen in the northern area due to a competent rock layer in the not very thick rock pile. Metamorphic gradient and lineations should indicate overthrusting from S to N.

A very valuable mineralogical part of the paper deals with the different geological meanings of pure glaucophane and of high-jadeite pyroxenes of the high pressure glaucophane facies (3,1 mean rock specific density), and of sodic amphiboles rich in ferric iron and of low-jadeite pyroxenes of the lesser pressure lawsonite-albite facies (2,87 mean rock specific density).

The paper also contains less useful geological and geodynamic parts. Main objections to be raised are: *a*) the failure to notice that Liguride rocks outcrop only in a narrow northwestern sector of the Calabro-Sicilian arc, therefore showing lineations and metamorphic gradient typical only for the northern end of the arc; *b*) the pretended but by-passed diversity between the Lungro-Acquaformosa and all other Liguride greenstones, aiming to support DE ROEVER's peculiar theory of fluid tectonic overpressure limited to a thin Jurassic ophiolite-bearing level.

Summing up, literature data and the new 1:25.000 Geological Map show that from Calabria-Lucania border southwards there are associated slates or phyllites, thin bedded limestones with slaty interbeds, sometimes bedded radiolarites, and layered or rounded greenstone masses. This geosynclinal complex continuously outcrops between underlying Panormide chemical deposits and overlying Calabride crystalline rocks, so as to leave no doubt upon its bulk identity. Variegated sericite schists of the Cetraro-Acquappesa area very closely correspond to basal slates of the Frido Formation (VEZZANI, 1968 e), flysch-like phyllites with quartzite interbeds to the arenaceous member, and phyllites with calcareous interbeds to the calcareous member of the same formation. As for the slates and phyllites underlying the *Calpionella* limestone and its metamorphic counterparts, there is as yet no conclusive evidence between stratigraphic continuity of older slates and phyllites with younger limestones, or false sequence due to tectonic upturning. Liguride outcrops end southwards in Catanzaro isthm, and their arched development from Sibari area along Tyrrhenian Coastal Chain to Catanzaro area, turning around the overlying Sila Calabride nappes, is very enlightening about tectonic style of Calabria.

Calabride Complex

All authors agree on Peloritani and Calabria constituting one and the same ensemble, with superposition of higher-grade metamorphites above lower-grade ones. Two different Mesozoic-Paleogene sequences are also described, transgressive above Crystalline terrains. This evidence allows to split the crystalline-sedimentary Calabride Complex of Calabria into four nappes, which are well correlatable or identifiable with the four Calabride nappes of Sicily (OGNIBEN, 1971).

The lowermost *Longi Nappe* is brought into evidence by the Mesozoic-Paleogene sequence of the Rossano region, transgressive above low-grade phyllites and granite; phyllites are typically contact-metamorphized along the granite. All authors agree upon similarity and correspondence between the sedimentary sequence of Rossano and that of Longi and Taormina in the Longi Nappe (OGNIBEN, 1960) of Sicily, as summarized by STURANI (1968). It is given from bottom to top by *Liassic continental conglomerate and sandstone*, grading upwards into *Sinemurian-Carixian dark brachiopod limestone*, *Domerian arenaceous limestone* up to 700 m thick, *Upper Liassic marls*, *Dogger-Malm siliceous limestone, marl and chert*, *Upper Cretaceous-Eocene marly-arenaceous-calcareous formation* with well-cemented basal conglomerate. Tectonic studies by QUITZOW (1935 a), VIGHI (1953), MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-1964) and DUBOIS (1970) allow tho view a general NE overthrusting of granite and associated high-grade metamorphites above the Rossano sediments and phyllites. DUBOIS (1966 d; 1970) also reports an E-W overthrust front of granite on granite, involving sedimentary remnants along the line Acri-S. Onofrio-Caloveto. From the 1:25.000 Geological Map it is possible to guess a large outcropping of the Longi Nappe NE of a line from Umbriatico (and perhaps from the North border of the Tertiary Crotone Basin) northwestwards to Mt. Paleparto, then westwards to Acri and northwards to Corigliano Calabro. The outcrop seems to comprise Mesozoic-Paleogene formations, phyllites and the granite bound to phyllites by a thin contact-metamorphic belt. Tectonically overlying appear to be high-grade biotite-garnet-schists and the granite bound to these schists by a thin contact-metamorphic belt. No evidence is reported of gradual transition between phyllites and higher lying biotite garnet-schists, which therefore should be mutually bounded by an overthrust contact.

The *Galati Nappe* is also put into evidence by its peculiar Mesozoic terrains beginning bottom-

wards with a red paleosoil, sometimes highly ferriferous, over which reefoid Upper Jurassic limestone and dolomite and reefoid Cretaceous limestone transgress. The sequence lies above low-grade phyllites in which almost unmetamorphosed greywacke and fossiliferous Devonian limestone (Tentaculitidae, conodonts, Orthoceratidae etc.), are still present. The most striking character of Galati phyllites in Calabria appears to be the close association with little or medium-sized granite masses and with plentiful granite, aplite and quartzose veins and dykes, whereas Longi phyllites seem to be associated with one or few big intrusiva with fairly sharp termometamorphic contact and no veins at all, or very rare. Both of them differ still more from Liguride phyllites, characterized by association with ophiolites and limestone beds.

Galati terrains lie sparsely in shreds of limited extent between Coastal Chain, Sila and Catanzaro isthm, resting above Liguride terrains and merging under the « white schists » of the Castagna Nappe (see below). Best known in this area are the outcrops near Amantea, Martirano, Tiriolo, Catanzaro.

Galati terrains in southern Calabria form a fairly continuous strip along the Jonian slope of the Serre Mountains, outcropping from Guardavalle to Stilo, Gerace, Canolo, Agnana, Antonimina. They dip southeastwards and are said to constitute the SE cover of the Serre granites and high-grade metamorphites. However, there are many reported cases of granites and high-grade metamorphites overthrust above Mesozoic terrains and phyllites, and no gradual transition is reported between phyllites and high-grade schists. It seems therefore expedient to view a Galati nappe merging along the Ionian slope from under the Serre granites and high-grade schists, in spite of its general SE dip and until further confirmation by more careful studies than those available up to-day.

Galati Nappe in southernmost Calabria outcrops along the Ionian coast again, from Motticella di Bruzzano to Capo dell'Armi, in form of little masses of reefoid Malm limestone lying above low-grade phyllites with some granites. Phyllites also appear in several windows on the southern Aspromonte slope, giving a first glimpse about the likely manifold overthrusting of Aspromonte region.

Above Galati Nappe and Liguride Complex North of the Catanzaro isthm, and above Galati Nappe or in limited windows in the Aspromonte area, another tectonic unity of epizonal metamorphites merges from under granites and high-grade metamorphites, and it is the Castagna Nappe. Its emplacement level is well recognized with agreement of almost all authors because of the easy distinguishable « white schists » being the bulk of the nappe. They are reported as granite orthogneisses, granite and porphyry phyllonites, metarkoses and metaconglomerates, associated with phyllites of somewhat higher grade (sometimes *with biotite*) than the Liguride, Longi and Galati phyllites.

North of Catanzaro isthm the Castagna Nappe is well exposed from Fuscaldo to Gimigliano and Catanzaro, with its largest extent in the Little Sila where it merges under the huge Sila granite and high-grade schists masses.

South of Catanzaro isthm the Castagna Nappe outcrops above the Liguride phyllites of Maida in the windows of the Girifalco region North of the Serre, and appears southwards again only in the large window of Gambarie-Delianuova and in several other windows on the Aspromonte slopes. Being repeatedly aligned at different heights, these windows confirm the likelihood of multiple overthrusting in the Aspromonte region.

High-grade metamorphites and associated granites build up the uppermost tectonic unity of Calabria-Peloritani and of the whole Apennines, i.e. the Aspromonte Nappe. For it and for all previously described complexes and nappes further subdivision in second rank unities is always possible although still unknown, but in any case they display such facial uniformity and emplacement level constancy, as to fully deserve consideration of first rank tectonic unities.

Aspromonte Nappe is in first place given by the « kinzigite formation », i.e. by high-grade metasediments with plagioclase, quartz, biotite, sillimanite, garnet, graphite, grading into more or less migmatic « kinzigitic gneiss » with the same minerals plus potash felspar, and with marble lenses and beds. Very interesting are inclusions and lenses and larger zones of hornblendite and hornblende gneiss, inclusive of the so-called diorite largely outcropping along the Tyrrhenian coast from Palmi to Bagnara Calabra, of which NOVARESE (1931) pointed out the striking resemblance with the well known dioritic Ivrea zone. Summing up all known evidence, the « kinzigite formation » appears to represent originary deepest sialic crust, tectonically brought to the surface together with still deeper simatic crust shreds from its substratum.

In these metasediments large plutons are intruded. The Sila pluton is an huge masse of quartz-monzonite, monzonite, granodiorite and granite, with plentiful minor differentiated bodies and veins. The Serre pluton is very similar, whereas for the Capo Vaticano pluton mostly granite and granodiorite are reported. Both Sila and Serre plutons show more or less fluidal to gneissose peripheric facies.

For the Aspromonte, as for Peloritani Mountains in Sicily, authors speak of biotite-schists rather than of kinzigites but they mention frequent or abundant garnet and/or sillimanite. All authors agree that it is always the same metasedimentary formation with marble beds as in the Sila and Serre but with little weaker metamorphic degree. In the Aspromonte minor granite plutons are known in the Delianuova and in the S. Demetrio-Punta d'Atò regions, surrounded by large outcrops of migmatic augengneisses, which in turn grade into biotite schists. Migmatites and biotite schists run in large stripes across the southern slope of Aspro-

monte, together with the « white schists » of Castagna Nappe and the phyllites of Galati Nappe, thus outlining repeated southwards overthrusting.

Along the Ionian coast of Serre and Aspromonte above the Galati, Castagna and Aspromonte nappes a peculiar Oligocene-Lower Miocene sequence transgresses. It shows basal *Lepidocyclina* limestone in crustiform beds in some places (Tiriolo, Stilo, Antonimina), but generally its base is given by coarse conglomerates, sometimes followed by continental beds with lignite and with *Anthracotherium* remains (Agnana, Antonimina), then by flysch-type sandy-shaly beds. The sequence shows molasse-like characters in its lower part and flysch-like characters in its upper one, and is to be identified with the Capo d'Orlando Flysch of the Peloritani Mountains in Sicily (OGNIBEN, 1960) because of the following considerations. In Peloritani the sedimentary sequence of the lowermost Calabride nappe (Longi Nappe) ends upwards with pelagic *Globorotalia* marls of Eocene age grading into a greywacke flysch of Upper Eocene-Lower Oligocene age (Frazzanò Flysch). Above the latter Galati, Mandanici (= Castagna) and Aspromonte nappes are piled up on each other. Above all the Capo d'Orlando Flysch transgresses, with molasse-like basal conglomerates grading upwards in flysch-like greywacke beds. It appears that Capo d'Orlando Flysch simply continues the Frazzanò sedimentation after and above the Calabride nappes overthrusting, with a sort of « tectonic transgression ». The molasse-like characters of its basal part seem to mean the environmental change due to heaping up of the Calabride nappes into the sedimentational basin, prior to re-establishing of bathyal environment by persisting subsidence. Later on, the whole Calabride ensemble appears to have been carried above more external sedimentational areas, together with Capo d'Orlando Flysch which thus became allochtonous, albeit being postorogenic with respect to intra-calabride overthrusting. This concept is meant with the terms « late-orogenic » or « late-geosynclinal ».

These circumstances are not so easily understandable in Calabria as in Sicily, but identification of the just described formation with the Capo d'Orlando Flysch must be regarded as certain, also because of interposition between the same complexes. In the present paper the formation has been therefore called *Late-orogenic Calabride flysch*, the name Capo d'Orlando being not supported by any exhaustive description, nor corresponding to a fairly complete section.

Antisicilide Complex

Late-orogenic Calabride flysch marks the geological level between underlying Calabride nappes and an overlying complex mainly made up by Cretaceous-Eocene variegated clays identical to those which in Sicily and Lucania belong to the more external Sicilide Complex. It may be inferred that variegated clays were emplaced by transportation from the Sicilide sedimentational area towards the inner side of the orogenic belt, i.e. contrarily to general vergency. They have been therefore called « Antisicilide Complex » (OGNIBEN, 1969; 1971), under this term meaning « anti-vergency » of orogenic transportation plus tectonic mélange composition.

Northernmost Antisicilide outcrops between the Assi and Stilaro valleys on the eastern Serra San Bruno flank exhibite 1 km width and 200 m thickness, with exotic quartzarenite blocks from Oligocene-Lower Miocene Numidian Flysch. This formation is well known in Lucania and in Sicily, where in Madonie-Nebrodi Mountains it marks the autochtonous miogeosyncline and grades southwards into autochtonous foreland deposits. Antisicilide variegated clays with Numidian quartzarenite blocks, and maybe Calabride flysch slabs, broaden towards Caulonia (5 km width), Cirella (4 km), Fiumara Bonamico (5-6 km), Capo Bruzzano (10 km) with large Numidian quartzarenite outliers (Motticella, Capo Bruzzano, Brancaleone), reaching westwards as far as Capo dell'Armi and Paterniti on the South Aspromonte slope.

Post-antisicilide Complex

This name has been given (OGNIBEN, 1969; 1971) to a « Bryozoan Limestone » formation given by calcarenites and calcareous sandstones rich with organogenic remains. It means that sedimentation took place after emplacement of the Antisicilide nappe, in respect of which it bears postorogenic character. On the other side, the substratum of all Sicilide and Calabride nappes in Sicily (OGNIBEN, 1960) reaches Helvetian levels topwards, of the same or younger age as Bryozoan Limestone. The latter appears therefore to be allochtonous and to have been deposited between two major transportation phases, thus acquiring first-grade geotectonic significance, in the same rank as previously described much thicker and manifold sequences to which the name « complex » would better suit from a purely lithostratigraphical point of view.

« Bryozoan Limestone » is well developed in the Peloritani Mountains of Sicily. In Calabria it is limited to the lovermost South Aspromonte slope, from Fiumara di Amendolea to Motta San Giovanni, with very many shreds and outliers of limited extent.

Postorogenic Complex

With this name is termed the terrains sequence exhibiting evidence of deposition caused by uplift and erosion of the folded belt. It transgresses upon all folded preorogenic complexes and mostly shows simple tilting deformation instead of folding and crustal shortening as in the underlying folded belt. While orogenic terrains are deformed with unilateral vergency, postorogenic ones show bilateral though mostly unsymmetrical displacements.

The postorogenic sequence bottom seems to correspond with the lower *Globorotalia menardii* zone, i.e. with early Tortonian levels, whereas orogenic complexes are known in Lucania and Sicily to extend topwards not above the *Globoquadrina altispira - Globorotalia miozea* subzone (CATI *et al.*, 1968), i.e. upper but not final Helvetian levels, perhaps reaching the lowermost Tortonian according to CIARANFI (1972).

CORTESE (1895) first noticed bilaterality of Tortonian deposits with respect to older Miocene formations. The latter are known only on the Ionian slope of Calabria, while Tortonian terrains are known on both slopes. He also noticed the « special disconformity » between Upper Miocene evaporite sequence and Lower Pliocene normal marine one, due to lacking of transitional deposits; it has been ranked among « anomalous disconformities » in OGNIBEN (1969) and attributed to Mediterranean water rise from negative to normal sea level with much greater rapidity than epeirogenic crustal subsidence.

GIGNOUX (1909) pointed out the continuity of the high plateaus with the uppermost continental levels of Lower Pleistocene sequence on both sides of Calabria, thus viewing a great alluvial plain of late Lower Pleistocene age, tilted eastwards and faulted westwards by subsequent Tyrrhenian sea sinking. Later LEMBKE (1931) modified GIGNOUX's views explaining the Tyrrhenian coast faults with Calabria uplifting instead of Tyrrhenian sinking. Actually, both Apennines isostatic uplift since Tortonian times and Tyrrhenian sinking since Middle Pliocene ones seem to have taken place (SELLI & FABBRI, 1971). QUITZOW (1935 a) follows with regard to the Postorogenic Complex the old lines of CORTESE (1895).

As for Crati Basin, from younger authors (SELLI, 1958; VEZZANI, 1968 a) the postorogenic sequence appears to be from bottom to top: Basal eluvial conglomerates and sandstones; *Clypeaster* molasse; Tortonian grey shales; Gypsum-Sulphur evaporite bearing formation; Lower Pliocene marly clays; Basal conglomerates and sands, Marly clays, Upper conglomerates and sands constituting an Upper Pliocene-Lower Pleistocene cycle; Middle Pleistocene lacustrine deposits; Marine and fluviatile terraces in seven ranges from 1000 m height down almost to sea level; Middle Pleistocene alluvial fans near Castrovillari; Versilian alluvial plain of Sibari; Holocene dunes, beachs and riverbed deposits.

Evidence for Rossano Basin is reported by SELLI (1958), OGNIBEN (1962), MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64), ROMEO (1967), with a sequence similar to Crati Basin as to the Tortonian levels. In Messinian levels instead the allochtonous Crotonide Complex units are intercalated (for this item see later); moreover, above Messinian diatomite, evaporite limestone, gypsum and salt there are Messinian normal marine marls and sands with peculiar microforaminiferal planktonic association well described by ROMEO (1967); the above following Palopoli Molasse also indicates normal marine Messinian. No overlying Pliocene levels are known, but only a transgressive Calabrian cycle of basal conglomerates, median sands and marls, upper conglomerates. Above all, three ranges of fluviatile and marine terraces are described by PANIZZA (1966 b).

For Cariati region evidence is reported by RODA (1967 a). Above the preorogenic substratum, a « Middle Miocene terrigenous complex » is given by *Clypeaster* Molasse and following Marly Shales, both Tortonian in age, then by overlying Yellow Sands grading sidewards into Messinian Tripoli formation. The evaporitic « Gypsum-Sulphur Series » lies above said complex directly or with some allochtonous Crotonide terrains between. Then a « Messinian terrigenous normal marine complex » follows, transgressing above Yellow Sands or Gypsum-Sulphur Series or allochtonous Crotonide levels; it is given by Garicchi Marly Shales and above lying Palopoli Molasse, exhibiting typical planctonic associations with *Globigerina dutertrei* and *G. helicina*. Above Garicchi Marly Shales (laterally to Palopoli Molasse) the allochtonous Cariati Nappe of the Crotonide Complex lies. Along the Ionian coast on aforementioned formations a Calabrian sedimentary cycle transgresses, similar to that of Rossano, and near Cirò there are also Middle-Upper Pleistocene sands and gravels.

As for Crotone Basin, OGNIBEN (1955) points out upon the basement a transgressive sequence of *Clypeaster* Molasse, Tortonian marly clays, Messinian Sulphur Series (Tripoli, Base Limestone, Gypsum, Vìtravo shaly-sandy-gypseous-saline formation) and not less than six Pliocene formations following each other in vertical and partly lateral sequence along the entire Pliocene time interval (Zinga Molasse, Spartizzo marly clays, Scandale Molasse, Timpa Biso marly clays, Strongoli Sandstone, Gigliolo marly clays). BRONZINI (1959) reports on borings and seismical surveys for hydrocarbons research. EMILIANI, MAYEDA & SELLI (1961) describe the Calabrian section at Le Castella. RODA (1964 a) details the postorogenic sequence by splitting Messinian terrains into several stages of an advancing and retreating evaporitic cycle not to be mistaken for a true sedimentary cycle of epeirogenic character. The various Pliocene-Calabrian formations of the basin's border appear to merge towards basin's center into an unique marly-clayey formation.

The top interval of this formation at Le Castella was proposed as Calabrian stratotype at VII INQUA Congress (SELLI, 1971); the choice is questioned by RUGGIERI (1972 a; 1972 b).

For Catanzaro isthm RUGGIERI (1942; 1953) points out three marine terraces of Lower-Middle Pleistocene age. SPROVIERI, D'AGOSTINO & DI STEFANO (1972) report in great detail on the S. Maria di Catanzaro area, former Calabrian type section according to GIGNOUX (1913). They restate *Arctica islandica* appearance as the unique stratigraphically

valid basis of Calabrian stage, instead of *Hyalinea balthica* appearance.

In South Calabria Lower-Middle Pleistocene terraces are described in several little papers by PATA (1956 etc.). A guide-book by SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) describes the postorogenic sequence near Stilo region, with *Clypeaster* Molasse, blue-grey Tortonian marly clays, Pontian coarse conglomerate, Lower Pliocene white foraminiferal marls, white sands, marly clays, yellow sands, with terraced sands and gravels topwards. Last formation and some of the underlying ones should belong to Pleistocene. GUZZETTA (1964) describes in extreme southern Calabria a Lower Pliocene cycle of conglomerates, *Orbulina* marls and limestones, reddish coarse sandstones; several later terrace orders seem to be remnants of one and the same Pleistocene formation. ROMAGNOLI (1969) points out the lateritic type of soils in the great morphological surface of the highlands, reporting the whole region to be covered by dark volcanic ash from 4 to 25 m thick.

On Tyrrhenian coast best details are given by NICOTERA (1959) for Cape Vaticano region. The *Clypeaster* Molasse is made up by a sequence of basal conglomerates, stratified conglomerates, sandy shales with lignite, yellow sands, *Clypeaster* sandstones, coral limestone lenses. Upper Miocene formations follow (laminated marls with some lignite, evaporite limestone), then Pliocene ones (white foraminiferal marls, yellow sands) and finally reddish sands and gravels of the great Lower Pleistocene morphological surface. Younger marine terraces are at 500-530 m, 170-200 m, 80-120 m, 30-40 m.

A general outline of postorogenic formations over all Calabria is given for Pleistocene levels by SELLI (1962 a). The Calabrian stage bottom is defined by first appearance of marine « northern guests ». At Crotone Basin's center the Calabrian stage lies continuously above Pliocene levels; in Rossano and Crati Basins it is transgressive and built up by basal conglomerates, blue clays sometimes with volcanic ash intercalations, then sandy shales and conglomerates. Later Lower Pleistocene levels (Emilian stage) are characterized by marine faunas without « northern guests » and are represented in the sandy regressive top of Lower Pleistocene cycle. Another still later Lower Pleistocene stage should be marked by reappearance of « northern guests » (Sicilian stage), but is not known in Calabria. Middle Pleistocene deposits with normal marine faunas (Milazzian stage), outcrop in three higher terraces in Crotone Basin (230-140 m, 120-90 m, 80-60 m). Upper Pleistocene begins with « typical » warm climate faunas (Tyrrhenian stage) in 55-45 m and 40-20 m terraces in Crotone Basin and as high as 110 m at Ravagnese near Reggio Calabria. In Crotone Basin there are also two lower terraces at 15-5 m and 1-0 m.

OGNIBEN (1969) sums up the main characters of the whole Postorogenic Complex in Calabria: 1) in Crati Basin there are Tortonian Molasse and shales, Messinian terrigenous-evaporite deposits, Lower Pliocene shales, Upper Pliocene-Calabrian cycle, Middle-Upper Pleistocene marine and fluviatile terraces; 2) in Rossano Basin below Tortonian Molasse there is also an eluvial basal conglomerate, and Late Messinian normal marine sediments are deposited above Early Messinian terrigenous-evaporite sequence, while Lower-Middle Pliocene sediments are lacking; 3) in Crotone Basin above typical Tortonian-Messinian sequence a Lower Pliocene cycle follows with regressive Zinga molasse upwards, then a Middle-Upper Pliocene-Calabrian cycle exhibites sedimentational continuity (slightly interrupted at basin's borders by an Upper Pliocene regressive sand bank); 4) in South Calabria Lower Pliocene levels are represented by peculiar white foraminiferal marls («Trubi »), and a Calabrian cycle is usually well developed; 5) along Tyrrhenian coast the Postorogenic Complex is well developed at Cape Vaticano with typical Tortonian-Messinian sequence, followed by Lower Pliocene Trubi and by Lower Pleistocene sand-gravel formation cut by four marine Middle-Upper Pleistocene terraces. RODA (1970) points out the two-cycles development of Pliocene levels along the Ionian coast, where a Lower-Middle Pliocene rather limey cycle is cut by a folding phase from a following Middle-Upper Pliocene-Lower Pleistocene more detrital cycle.

An extensive morphological study of North-Central Calabria by GUÉRÉMY (1972) reaches the not well accounted for conclusion that most old Calabria highlands belong to Paleogene age (instead of Lower Pleistocene according to GIGNOUX, 1909). The idea seems unconsistent with the most complex deformations a preorogenic surface would have undergone during an orogenic cycle, and with the tremendous erosion it would have suffered in order to supply Crystalline detrital elements to all late-orogenic flyschs of Lucania, Calabria and Sicily and to the entire Postorogenic Complex of said regions, plus abundant detrital supply to present seas.

In the 1:25.000 Geological Map of Calabria the Postorogenic Complex has been mapped according to outlines exposed by BURTON (1971). Middle-Upper Miocene should comprise *Clypeaster* Molasse, Tortonian shales, then Upper Miocene closed basin deposits with evaporites and open basin deposits without evaporites: the latter should extend mainly on Tyrrhenian side of the Coastal Chain and in the South Aspromonte slope, whereas closed basin deposits should be represented in Crati valley, Rossano area (where actually real normal matine Upper Miocene levels are known), Catanzaro isthm, along the Ionian coast of the Serre and at Cape Vaticano.

Pliocene terrains should belong mainly to Lower Pliocene levels (blue shales North of Catanzaro isthm, white foraminiferal marls and limestone South of it, often with basal conglomerates), and to Upper Pliocene-Calabrian levels. The latter

build up a continuous cycle in Coastal Chain, in Crotone and Catanzaro Basins, in Palmi, Locri and Reggio Calabria areas. On Sila the Calabrian levels are transgressive, and the same happens on the South Mt. Pollino slope. Top Calabrian levels are represented by red terrestrial gravels.

Middle and Upper Pleistocene terrains are represented by marine terraces, by the peneplained higlands surface, by lacustrine deposits in the same highlands, by some glacial deposits in Mt. Pollino and perhaps in Aspromonte. Olocene deposits are the Sibari and S. Eufemia plains and dunes.

From the 1:25.000 Geological Map the Postorogenic Complex on the Tyrrhenian slope of Coastal Chain results to be built up by the locally typical very coarse *Clypeaster* Molasse and by remnants of « evaporite limestone ». For Crati Valley the Map depicts very clearly an interesting asymmetry: on West slope lies a fully developed Postorogenic Complex with *Clypeaster* Molasse, *Globorotalia menardii* shales, evaporite limestone and gypsum with alternating shales, then conglomerates alternating with *Globorotalia hirsuta* shales (= Lower Pliocene) or sometimes with *Globorotalia crassula* shales (Middle Pliocene); the Upper Pliocene-Calabrian sedimentary cycle follows, with sands and conglomerates, blue clays, upper sands ending topwards with terrestrial reddish conglomerates. On East slope Tortonian and Messinian levels outcrop only near Tarsia, whereas from here southwards Calabrian levels directly transgress on Sila Crystalline terrains.

In Mt. Cocuzzo-Sila Piccola area the *Clypeaster* Molasse bears intercalated coral sandy limestone lenses; above follow *Globorotalia menardii* shales. Sarmatian (= Messinian) limestone of the 1:25.000 Geological Map often really seems to correspond to Tortonial coral limestone. Large remnants of an erosion surface at 1050-1110 m are mapped, probably to be connected with continental deposits at the regressive top of Calabrian cycle, and sloping to lesser altitudes towards Tyrrhenian coast and Catanzaro isthm.

In Rossano Basin and Cariati region above the *Clypeaster* Molasse and the *Globorotalia menardii* shales, Messinian evaporites and shales follow. Above them two peculiarities are distinctive for these areas: first, Messinian sediments of normal marine facies, sometimes limited to Upper Messinian levels, sometimes reaching down to Messinian-Tortonian boundary; second, at various levels in Messinian evaporitic or normal marine deposits, the nappes and olisthostromes of Crotonide Complex (see below) are intercalated. However, the 1:25.000 Geological Map largely fails to recognize these conditions, thus becoming difficult to read.

For northern Crotone Basin a comparison between the 1:25.000 Geological Map and recent studies by OGNIBEN (1955) and RODA (1964 a; 1965 a; 1967 b; 1970) is possible. It results that the Map fails in distinguishing the various Pliocene formations, the stratigraphy of which is brought back to GIGNOUX (1913). This fact also bears consequence from a tectonical point of view, because the faulted structure of the sandy-shaly Crotone Basin is recognizable at the surface almost solely through stratigraphical evidence, and by geophysical one at depth.

For southern Crotone Basin no comparison with modern studies is available. The 1:25.000 Geological Map depicts its usual postorogenic sequence with *Clypeaster* Molasse, *Globorotalia menardii* shales, evaporitic-terrigenous Messinian deposits, Lower Pliocene basal conglomerate with shales, Middle Pliocene-Calabrian shales and sands.

In the East part of the North slope of Catanzaro isthm the Postorogenic Complex is very alike that of southern Crotone Basin according to the 1:25.000 Geological Map, with the same poor Pliocene stratigraphy; above Lower Pliocene *Globorotalia hirsuta* (= *G. margaritae*) levels there always are « Middle Pliocene-Calabrian » levels mapped, with no Middle Pliocene markers reported; Calabrian being paired with Middle Pliocene as it was by GIGNOUX (1913) gives hint to possible mistakes between Middle and Upper Pliocene. It is therefore not possible to understand if there is Middle or Upper Pliocene levels or both.

In West part of North slope of Catanzaro isthm no postorogenic terrains older than « Middle Pliocene-Calabrian » are mapped, ending topwards with red terrestrial deposits at various altitudes. Above them large alluvial fans and dunal bars are mapped. More northwards along the Tyrrhenian coast the usual Tortonian and Messinian formations appear again.

In the South slope of Catanzaro isthm the 1:25.000 Geological Map reports a sequence of *Clypeaster* Molasse, Messinian evaporite limestone and gypsum, Lower Pliocene conglomerates and foraminiferal marls, « Middle Pliocene-Calabrian » shales ending topwards with red terrestrial deposits carved by alluvial and marine terraces. No Middle Pliocene markers are reported.

At Cape Vaticano the 1:25.000 Geological Map reports fewer details than the already summarized paper by NICOTERA (1959). In Mesima Valley the postorogenic sequence is essentially mapped as *Clypeaster* Molasse, Messinian evaporite limestone, Lower Pliocene foraminiferal marls, then shales and sands with *Globigerina inflata*, *Anomalina balthica*, *Globorotalia truncatulinoides* and no Middle Pliocene markers. Topwards red terrestrial conglomerates are widespread at different altitudes, so as to testify a faulted terrestrial filling surface. In the South part of the basin, i.e. the Petrace valley, again the same sequence is mapped.

Along the southern Ionian slope postorogenic deposits are continuously outcropping, pointing to a possible great basin largely extending off-shore. In its northern part the postorogenic sequence is mapped as: *Clypeaster* Molasse; *Globorotalia menardii* shales; Messinian conglomerates; Lower Pliocene conglomerates widely transgressing beyond Messinian ones; Lower Pliocene foraminiferal marls

widely transgressing beyond Lower Pliocene conglomerates; Calabrian sands and conglomerates; red terrestrial deposits; Recent deposits.

In the Mammola area postorogenic outcrops widen westwards to form what is sometimes called the Mammola Basin, showing some connection towards the Mesima basin across the crystalline Serre Mountains. Above Tortonian molasse and overlying shales the 1:25.000 Geological Map shows no other Messinian formations than evaporite limestone and overlying conglomerates; above them Lower Pliocene crystalline conglomerates and overlying foraminiferal marls with some white sands, followed by *Anomalina balthica* shales and sands, topped by red terrestrial sands and gravels. Some *Globigerina inflata* shales account for Upper Pliocene deposits, whereas no Middle Pliocene markers are reported.

The South end of Ionian basin shows a sequence of Tortonian conglomerates, sands and shales as everywhere in Calabria, then Messinian evaporite limestone and also gypsum in thick deposits, with no Messinian conglomerates mapped. Lower Pliocene crystalline conglomerates are widespread, and above them foraminiferal marls. *Globigerina inflata* shales intercalated to sands and limestones are also widespread, but no *Hyalinea balthica* levels are reported, the existence of which should be more than probable. Red terrestrial deposits top the sequence and climb from sea to mountains, thus outlining a tilted Lower Pleistocene surface, instead of faulted as on the Tyrrhenian slope.

On the southern Aspromonte slope postorogenic deposits are scattered in limited remnants of a thin cover not indicative of a true basin filling. Tortonian conglomerates, sands and shales, Lower Pliocene conglomerates and foraminiferal marls, then sands and shales with *Anomalina balthica* and red terrestrial top sands and conglomerates build up the sequence according the 1:25.000 Geological Map.

On the contrary, Reggio Calabria area on the West Aspromonte slope shows a little real postorogenic basin, which according the 1:25.000 Geological Map is filled by Tortonian conglomerates, sand and shales, by reportedly Messinian sands and conglomerates, followed by Lower Pliocene foraminiferal marls, sands and calcarenites and by Calabrian sands and shales topped by terrestrial arkosic sands and conglomerates. The latter seem to have represented an unique regressive cover of the Calabrian basin, and are now faulted to various altitudes from 40 to 1400 m. A marine terrace at 110 m on sea level shows a *Strombus bubonius* fauna near Reggio.

From all gathered data it can be concluded that:

1) Postorogenic Complex is definable as the sequence unconformably covering the unilaterally verging orogenic structures, and is due to detrital supply by postorogenic uplift;

2) postorogenic sedimentary and tectonic structures in Calabria bear bilateral vergency; they show rather uniform west dip on Tyrrhenian slope, while towards Ionian slope a more complex attitude brings postorogenic deposits to dip eastwards from Coastal Chain into Crati and Mesima basins, then to rise on Sila and Serre massifs and finally to dip eastwards again along the Ionian coast;

3) basal levels of Postorogenic Complex appear to coincide with the basis of *Globorotalia menardii* zone, or just above;

4) normal sequence of Postorogenic Complex appears to be given by: *Clypeaster* Molasse; *Globorotalia menardii* shales; Sulphiferous Series with restricted environment facies; Lower Pliocene cycle beginning with « anomalous transgression » due to normal sea level reestablishing at the evaporite cycle close, and ending with a folding phase; Middle-Upper Pliocene cycle, cut topwards by another « anomalous transgression »; this in turn gives place to Upper Pliocene-Lower Pleistocene cycle, and is referred by OGNIBEN (1969) to sliding of a lateral spreading nappe into the postorogenic Bradanic-Gela foretrough; continental deposits of the highlands erosion surface, extending to top the Calabrian marine deposits; Middle Pleistocene terraces, alluvial fans and lacustrine deposits; Versilian coastal plains and Recent fluviatile and littoral deposits;

5) uplift of the great continental Lower Pleistocene surface in Calabria seems to have taken place by tilting on Ionian side and by faulting on Tyrrhenian side, where it has been accompanied by foundering of Tyrrhenian Sea since Middle Pliocene times (GIGNOUX, 1909; LEMBKE, 1931; SELLI & FABBRI, 1971);

6) paleogeography of Calabria in Messinian and Lower Pliocene times seems to have largely differed from to-day's. In Messinian time sedimentary detrital supply on the Ionian side took place from East, whereas in Tortonian and post-Miocene times it always came from Calabria itself. In Lower Pliocene time a sill appears to have parted terrigenous deposits North of Catanzaro isthm from largely organogenic deposits South of it. Only in Middle Pliocene time paleogeography became not unlike that of to-day's, with marine gulfs and straits corresponding to the internal basins of Crati valley, Catanzaro isthm and Mesima-Petrace valleys. In Middle Pleistocene time strong uplift caused huge faulting and established to-day's geography;

7) Pliocene and Pleistocene deposits bear many tephra intercalations. A fairly accurate study of Calabria uplift would be possible by matching studies of fluviatile and marine terraces and absolute ages of tephra;

8) Rossano-Cariati-Cirò region shows an highly interesting normal marine Messinian sequence, partly overlying earlier Messinian evaporite deposits, parly substituting for the entire restricted environment cycle. It is marked by *Globigerina helicina*, *G. dutertrei*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba* association (ROMEO, 1967). These deposits appear of utmost importance in studying mechanisms of Mediterranean restricted basin sedimentation in Messinian time, and do not consist with a model of total

desiccation of a deep Mediterranean basin (HSUE, 1972). Such a model also would fail to account for the huge quantities of calcium carbonate, calcium sulfate and sodium chloride in Messinian levels, because of viewing few oceanic inflow phases; it does not consist with orogenic history of the perimediterranean folded chains requiring a rather positive attitude of the neighboring tectonic denudation areas, in Tyrrhenian Sea to have lasted up to Middle Pliocene time; it also seems not too consistent with isostasy, nor with the Lower Pliocene conglomerates of Calabria, reaching only 200-250 m bigger altitudes than the evaporites and the Lower Pliocene *Globigerina* ooze.

9) detrital supply inversion from W to E source areas along the Ionian coast of Calabria in Messinian time, already pointed out by OGNIBEN (1955; 1962), SELLI (1962 b), RODA (1964 a), finds interesting confirmation in the 1:25.000 Geological Map where foreign detrital elements are mentioned in Messinian top conglomerate. Such an inversion could perhaps have been caused by some moderate lowering of sea level in Messinian time, rather than by foreland uplift;

10) Lower Pliocene transgression has long ago been recognized as « special » or « anomalous » (CORTESE, 1895; OGNIBEN, 1969) because of generally lacking evidence of basal shallow water deposits. It is interesting that in South Calabria basal Lower Pliocene conglomerates are on the contrary largely developed. They can be referred to nearness of the isostatically uplifted chain axis: the « anomalous » transgression reestablishing normal sea level in Mediterranean region did not submerge areas higher than normal sea level, thus allowing strong detrital sedimentation below and uphill the typical Lower Pliocene *Globigerina* ooze. Here it will be possible to measure the real level difference between Messinian evaporitic sea and Lower Pliocene normal one, nearer to 200-250 m than to bigger orders of magnitude;

11) parting of an Upper Pliocene-Lower Pleistocene cycle from the Middle-Upper Pliocene one seems in Lucania and Sicily to be originated by sliding of a lateral spreading nappe into the postorogenic foretrough. This nappe appears to run continuously along Ionian offshore (FINETTI & MORELLI, 1972), thus supplying evidence for an unique origin of Upper Pliocene-Lower Pleistocene cycle from Lucania along Calabria to Sicily;

12) in Crotone Basin the Middle-Upper Pliocene-Calabrian sequence becomes continuous towards basin's center. It shows an arenaceous intercalation in Upper Pliocene (Strongoli Sandstone, OGNIBEN, 1955; Sottostrada Sand, RODA, 1965 c), which appears to be a marker of Upper Pliocene uplift and of the lateral spreading nappe, not registered by sedimentation far from the coast.

Crotonide Complex

This complex is known only in Calabria, and is well described in recent literature. It is given by allochtonous terrains of Sicilide origin, and by parautochtonous terrains originating from Postorogenic Complex, intercalated in at least eight different levels in Messinian deposits. It is attributed to nappe-like transportations into the subsiding postorogenic foretrough, with strong evidence of motion from E to W, i.e. contrarily to general vergency.

After first recognizing of allochtony by SIGNORINI (1924), OGNIBEN (1955) mapped at the North border of Crotone Basin four different allochtonous levels of « argille scagliose » (A.S. I, A.S. II, A.S. III, A.S. IV), naming the whole as Crotonide Complex and pointing out its probable continuity along the Ionian coast, its origin from the Gulf of Taranto, its connection with sedimentary supply to Messinian deposits from East, whereas supplies to Tortonian and Plio-Pleistocene deposits are from West.

OGNIBEN (1962) described alike allochtonous intercalations from Rossano area, with A.S. I at same level between Tortonian and Messinian deposits as in Crotone Basin, while A.S. II and A.S. III do not coincide with Crotone levels, being intercalated in normal marine Messinian deposits.

In Cariati area between Rossano and Crotone an « anomalous Miocene series » was reported by COTECCHIA (1936), then recognized as allochtonous by BONFIGLIO (1964 b), then described by RODA (1967 a) who termed it « Cariati Nappe ». It lies above normal marine Messinian shales and is made up by slabs of Sicilide variegated shales, by overlying Lower Miocene flysch and by still higher conglomerates, sandstones and shales very alike to postorogenic *Clypeaster* Molasse.

The 1:25.000 Geological Map does not recognize Crotonide Complex despite several previously published papers on the subject, thus becoming very difficult to read. As for the whole Rossano-Cariati-Cirò-Strongoli region a fair picture is given by the 1:100.000 map of RODA (1967 a), plus more limited maps of Rossano area (OGNIBEN, 1962) and of North Crotone Basin (OGNIBEN, 1955).

However, the 1:25.000 Geological Map allows to recognize another Crotonide level in the far lying Benestare area near the Ionian coast of South Calabria, where variegated shales of Sicilide origin lie between Messinian evaporite limestone and Messinian gypsum beds.

It is concluded that the eight Crotonide levels recognized up to-day probably came from seaward prosecution of the sicilide Rosito and Rocca Imperiale nappes, also comprising Lower Miocene Gorgoglione Flysch (see OGNIBEN, 1969), and from postorogenic *Clypeaster* Molasse originally transgressing on these orogenic terrains. Transportation from E to W could have been caused by some sea level lowering in Messinian time, possibly as effective as an uplift of the external foretrough border, for which there is no specific evidence. Crotonide outcrop at Benestare proves structural continuity from Bradanic Trough along Ionian

off-shore to Catania-Gela Trough, as it has been lately confirmed by geophysical surveys of FINETTI & MORELLI (1972).

Tectonics

Ancient geologists saw no tectonic problems to solve, but only stratigraphical ones, since all terrains were supposed to be in their originary sequence. This fact also led to recognize non-existent tectonic lines, mostly on purely theoretical basis as in CORTESE (1895). First nappistic pictures were also strongly theoretical as in LIMANOWSKI (1913), and only by QUITZOW (1935 a) a geotectonic picture of Calabria was attempted on observational basis, considerably invalidated, however, by lack of proper stratigraphical revision. Autochtonistic tradition still weighed in those years, and it can be perceived in QUITZOW's worry to give roots to his nappes under the Sila and Serre massifs, thus outlining a westwards verging mushroom structure. From a paleogeographical point of view the Apenninic geosyncline should have run West of the Calabria and Peloritani crystalline massifs.

OGNIBEN (1955) recognized in northern Crotone Basin an Upper Miocene phase of sedimentary and orogenic supply from East, contrarily to the general vergency from W to E of all sedimentary and tectonic transportations in Calabria.

Students from Paris tried to retrace in Calabria the features of GLANGEAUD's (1952) Mediterranean scheme, viewing an originary oceanic hiatus in the really not so pretentious Sangineto ophiolites, with another probable trough in Catanzaro isthm, thus cutting Sila from Africa as well as from Apennines. With DUBOIS's papers they finally arrive to depict Sila and Coastal Chain basements overriding northwards in the role of African front above Apenninic geosynclinal terrains. This is the meaning of « calabro-apenninic suture » of Eocene age in DUBOIS (1970), and roots of these northwards verging overthrusts should find place just South of the Catanzaro isthm.

As for recent and active tectonics, very important contributions are given by some geomorphological papers. GIGNOUX (1909) sketches the break-up by Post-Calabrian faults of a Lower Pleistocene surface built up by subaerial erosion in Calabria highlands, by first marine and then continental filling along Tyrrhenian and Ionian slopes. Whereas Ionian slope should have been deformed by tilting only, on the Tyrrhenian one a subsequent foundering should have taken place, in the frame of an ancient Tyrrhenide land disappearance. Also very interesting is the paper by LEMBKE (1931), which finds in the Aspromonte all GIGNOUX's features again, but attributes them to Calabria uplift rather than to Tyrrhenian foundering. To-day both authors seem to have been right, because of undeniable isostatic uplift of Calabria and of the newly evidenced Middle Pliocene foundering of Tyrrhenian Sea by SELLI & FABBRI (1971).

Another newly published geomorphological work by GUÉRÉMY (1972) does not seem to mark an advance above the preceding ones, since it attributes a Paleogene age to the highlands erosion surface by correlating it with sparse conglomerates of really unknown age, whereas GIGNOUX's correlation with well-dated Calabrian marine and continental deposits on Tyrrhenian and Ionian slopes sounds much easier and less far-fetched.

BURTON (1971) expounds the tectonic philosophy of the 1:25.000 Geological Map, which appears very similar to QUITZOW's one, with an underlying phyllite nappe followed upward by a dynamometamorphic schists nappe, then by a biotite-schists and gneisses nappe with its phyllitic, Mesozoic and flysch cover. Another still higher nappe should be given by *Calpionella* limestones and associated ophiolites. Glaucophane schists and ophiolites of the lowermost phyllitic nappe should be of Hercynian age. The great biotite-schists and gneisses nappe should have overriden Eocene terrains eastwards and phyllites westwards in Middle Miocene time, then general subsidence and transgressive deposition of Middle-Upper Miocene and later sediments followed. In Pliocene-Calabrian times the Crati and Mesima basin axes should have migrated eastwards, at the same time with the beginning of the general uplift which is still in course to-day.

The structural model of Italy (OGNIBEN *et al.*, 1972) and « modern views » brought to the public at the Lincei Academy in Rome in the 1972 February meeting on Apennine geology, depict Calabria as an integrating part of the Apenninic folded belt, made up by the same first order complexes as those recognized in Sicily and Lucania, according to stratigraphic and tectonic evidence exposed by OGNIBEN (1972 b) and VEZZANI (1972 a). Calabro-Sicilian arc appeared to be a part of the marginal chain of the African continental plate in the concluding statements by OGNIBEN (1972 c), as it has been later in the same year brilliantly confirmed by FINETTI & MORELLI's (1972) evidence on the continental type of the Ionian crust, contrarily to the oceanic type of Tyrrhenian crust and according to Apenninic orogenic vergency towards the Ionian Sea in Lucania, Calabria and Sicily. SELLI (1970) depicts tectonic features of the South-Apenninic arc as running around a wholly independent central sardinian-corsican-tyrrhenian area, and shows submarine peri-tyrrhenian basins and peri-tyrrhenian mountains of the continental slope to be an integrating part of the Apenninic folded belt. SELLI & FABBRI (1971) find in Tyrrhenian Sea bottom a sedimentary cycle A of Plio-Pleistocene-Recent deposits with a transgressive basis of Middle Pliocene age; a sedimentary cycle B comprising the Upper Miocen evaporites, bounded by above mentioned discontinuity topwards and by another bottomwards; an Unity C corresponding to the acoustic basement and probably to Crystalline basement proper. Sedimentary cycle B results to correlate very well with Sicily and Calabria: this is the reason why its basal discontinuity should correspond to that of the Postorogenic Complex (of the present paper), near to Helvetian-Tortonian

boundary in age, and not to the Panormide Lower Miocene transgressive basis as inferred by the authors.

Another very important finding by FINETTI & MORELLI (1972) is the submarine prosecution of the postorogenic Metaponto Nappe under the Gulf of Taranto and along the Ionian off-shore of Calabria, so as to unite with the Gela Nappe in Sicily.

As for the orogenic transportation phases which laid the nappes of Calabria upon each other, it can be concluded that Calabride nappes seem to have been overthrust and compressed together between deposition of the Rossano Eocene terrains and that of the Upper Oligocene-Lower Miocene late-orogenic Calabride flysch. The whole Calabride Complex seems to have overriden Liguride Complex between aforementioned Eocene-Oligocene Calabride overthrusting phase, and Lower Miocene arrival of the Antisicilide Complex above Calabride terrains beyond the previously overriden Liguride terrains.

The heap of Liguride and Calabride nappes together should have overriden Panormide Complex in late Lower Miocene time, since in Northern Calabria Burdigalian levels are known as Panormide top. In South Calabria things could have gone a different way, because of the Numidian blocks and slices packed in Antisicilide variegated shales of Sicilide origin. This could mean that in Lower Miocene time there was no Panormide shelf between Sicilide and Numidian troughs; one must therefore think to the sicilian Madonie Mountains, where Panormide Complex appears to have slid into Numidian trough about Oligocene-Miocene boundary time.

The whole heap of Panormide, Liguride and Calabride nappes seem to have been carried above autochtonous miogeosynclinal terrains in basal Tortonian times; this evidence is to be gained not in Calabria, where Panormide outcrops are the lowermost ones, but in Lucania and Sicily where the Basal Complex of miogeosynclinal significance largely outcrops.

Nappes vergency in Calabria has been much debated upon since the all-sided mushroom structure suggestion by QUITZOW (1935 a). Meso- and microevidences seem not to have very thoroughly studied up to-day, and macroevidences actually show a marginal chain following the Tyrrhenian coast of Campania-Lucania-Calabria and Sicily and clearly reversed towards an Apulian-Ionian-Hyblean foreland.

An evidence of Apennine vergency can be studied in metamorphic gradient of post-hercynian formations. This is the case of Liguride Complex, in the phyllites and ophiolites of which a northwards decreasing metamorphic gradient has been detected by DUBOIS (1969 b), HOFFMANN (1969; 1970), DUBOIS (1970), DE ROEVER & BEUNK (1971), DE ROEVER E. W. F. (1972) and in very detail described especially by last author, from two different greenschists zones near Catanzaro isthm through three different glaucophane-lawsonite zones in Northern Calabria to unmetamorphosed metabasites along the Mt. Raparo-Cerchiara line. From evidence brought by the author himself this gradient seems rather oriented NE than N. Liguride outcrops in Calabria being limited to the narrow Coastal Chain-Crati belt, such a gradient appears to belong to an extreme NW sector of the Calabro-Sicilian arc, its significance therefore being just that of the northernmost end of the arc.

Causes of high-pressure metamorphism in Calabria are discussed on geological evidence basis, and it is concluded for burial pressure due to entire Liguride sediments load, plus entire Calabride Complex load, plus additional tectonic overpressure. This seems to have been possible in an early orogenetic phase, when Liguride terrains had still not been subjected to orogenetic transportation, but already were sealed by the Calabride Complex overthrust above the internal side of Liguride trough.

Basal transgression of Postorogenic Complex is discussed, concluding for its «anomalous» character, because of being originated by orogenetic sliding of Calabride Complex from a subaerial to a semisubmerged position, and not by a much slower epeirogenetic subsidence.

Clypeaster Molasse outcrops seem to outline an uplift axis along Coastal Chain and the more southern Mt. Poro and Gioia-Palmi-Bagnara-Villa S. Giovanni Crystalline alignment. Sila, Serre and Aspromonte seem to have gently rotated in the role of East flank of the uplift, and not as an axial part of it. This could explain the eastward shift of Plio-Pleistocene sedimentation in Crati and Mesima-Petrace Basins with respect to Tortonian-Messinian-Lower Pliocene one. The basins themselves, together with the E-W oriented Lower Crati Basin and Catanzaro isthm, could have originated by Tortonian differential erosion of the very tectonized and altered Crystalline terrains of Aspromonte Nappe, overlying the more resistant phyllites of lower Calabride nappes and of Liguride Complex.

Upper Pliocene-Calabrian transgression also seems to show an « anomalous » character, as it has been described for the Calabro-Lucanian border region by OGNIBEN (1969). In fact, Upper Pliocene-Calabrian cycle seems in the internal Crati and Mesima-Petrace basins to be developed only as the regressive upper portion of a normal sedimentary cycle, whereas on Ionian coast it shows more regular features. This has been explained in Lucania as due to sliding of Metaponto Nappe into the postorogenic external foretrough. Now FINETTI & MORELLI (1972) confirm the prosecution of Metaponto Nappe along the Ionian Calabria off-shore.

Post-Lower Pleistocene uplift seems to have taken place mostly by faults, i.e. under failure of the folded belt too strained by uplift. This agrees with GIGNOUX's (1909) and LEMBKE's (1931) idea of a great Lower Pleistocene surface due to

erosion in its median part and to sedimentary filling at both sides, having since Middle Pleistocene been tilted eastwards and cut by faults westwards, due to combined Calabria uplifting and Tyrrhenian foundering.

Uplift and faulting seem in Calabria to be still active to-day, and should become a first order research topic. There are several old studies about raised recent beaches and about foci alignments along very evident faults. Main seismic alignment seems to be that from NW border of Hyblean Plateau in Sicily through Messina Strait to Mesima-Petrace and Crati basins, which was recognized as a sinistral transcurrent fault in OGNIBEN (1969) because of its cutting Pliocene-Calabrian terrains of the Caltanissetta Basin along about 60 km. Same shift seems to subsist between the supposed postorogenic uplift axis along Ionian coast of Calabria and the same axis running about E-W just South of Peloritani Mountains.

Concluding remarks

First order structural elements of orogenetic folded belts seem to coincide with the different stratigraphic complexes, to be regarded as paleotectonistic elements in the sense of KRUMBEIN & SLOSS (1951). In Calabria it is possible in axial windows of the Coastal Chain to recognize: *Panormide Complex* as the lowermost one; *Liguride Complex* as its directly overlying cover, made up by phyllites and metabasites in glaucophane-schists or in greenschists facies; still higher *Calabride Complex* as sequence of at least four superposed nappes (Longi and Galati Nappes made of phyllites with two different Mesozoic shelf sequences; Castagna Nappe made of phyllites, epizonal ortogneisses and metarkoses; Aspromonte Nappe made of biotite-garnet gneisses from kinzigites to granulites and large so-called dioritic or more simatic masses, pointing to an origin from very low transition levels between sialic and simatic crust); then transgressively overlying late-orogenic Calabride flysch with molasse facies bottomwards.

Above the flysch follows an *Antisicilide Complex* composed of Sicilide variegated shales including Numidian Flysch blocks. It seems to have been transported from E to W against general vergency, thus betraying both Sicilide and Numidian terrains to extend outside the Calabrese arc.

Postorogenic Complex bears a manifold structural significance. First of all, it transgresses above all previously mentioned sequences of the orogenic folded belt, but does not seem to have reached the upper part of Calabride Complex; at the same time it appears to have been nearly simultaneous everywhere. Therefore *partial and anomalous postorogenic transgression* seems to have taken place, due to orogenic sliding with only partial submersion.

In second place, an *uplift axis* appears to be outlined by tilting of Tortonian beds in Coastal Chain and along Mt. Poro-Gioia Tauro-Palmi-Reggio Calabria alignment, with ensuing erosion of Coastal Chain windows. The high Sila, Serre and Aspromonte masses seem to lie on the eastern flank of the uplift.

In third place a *postorogenic foretrough* is outlined along Ionian coast and off-shore by Messinian sedimentary and orogenic supply from East, contrarily to Tortonian, Pliocene and Pleistocene supplies from West, and by Middle Pliocene transgression. Then an *Upper Pliocene-Calabrian anomalous transgression* results from regressive development of the Crati and Mesima-Petrace basins, and should be attributed to eastwards sliding along the Ionian off-shore of the Metaponto-Gela Nappe, lately retraced there by geophysics of FINETTI & MORELLI (1972).

Other main postorogenic features appear to be the *erosion and filling surface* of final Lower Pleistocene age, and its Middle Pliocene splitting up by *faults*. Lesser Pleistocene features are *marine and fluviatile terraces* attributed to eustatic sea level fluctuations.

Postorogenic strain should also be seen in the strongly *folded belt arching*, possibly due to pressure parallel to arc chord, along which the *Messina Strait* fault zone runs.

Gravimetric features follow exactly the arc, showing *negative anomalies* along Ionian foretrough and *positive* ones along Tyrrhenian nappes roots. Same trend is shown by *peri-tyrrhenian Gioia and Paola basins*, to be considered as backtroughs, and by the Moho surface passing from Tyrrhenian oceanic crust to thickened Calabria folded belt crust, then to Ionian continental crust belonging to African sial, as shown by GIESE (1972) and FINETTI & MORELLI (1972). SELLI & FABBRI (1971) correlate submarine Tyrrhenian sediments with upper sequences of Calabria and Sicily; this sounds to present author as an identification with Postorogenic Complex.

All evidence so far reviewed points to a paleotectonistic scheme of Calabria very alike that of Lucania according to OGNIBEN (1970), and to its belonging to the great marginal folded belt running along the northern side of African plate. Great resemblances become evident between Calabrese and Piemontese arcs; both dig an indentation into their respective continental plate, being both filled by salients of another continental plate thrust above the indented one, so as to bring deep simatic crust levels to outcrop.

The deep seismic surface in south-eastern Tyrrhenian Sea seems not fit to be interpreted as BENIOFF plane, because of lacking continuity between deep and intermediate or shallow foci, and being much more circumscribed in horizontal length. Authors incline now to view progressive SE arching of Calabria, with ensuing tension phenomena from Tyrrhenian bottom down to astenosphere and magmatic rise up to submarine Tyrrhenian volcanoes. Different focal mechanisms for shallow and deep South Tyrrhenian foci are pointed out by SCHICK (1972).

Calabria seems to fit very well in a picture of Europe and Africa drifting towards each other, with some oceanic remnants in Western Mediterranean, with crustal overthrusting in the Alps, with shear planes standing out in Voghera-Judicarian, Anzio-Ancona and Messina Strait faults, with postorogenic bending of Piemontese and Calabrese arcs. It is concluded that present Mediterranean geography gives no idea of pre- and sinorogenic paleogeography, and that north-verging Eurasiatic folded belt and south-verging African one should be first independently analyzed as singular marginal folded chains, in order to better understand in a second moment their distortions due to mutual collision.

Manoscritto presentato nel Dicembre 1972

REFERENZE CITATE

AFCHAIN C. (1961) — Observations sur la région de Spezzano Albanese (Calabre). *C. R. somm Soc. Géol. France,* 1961 (10): 287-288.

AFCHAIN C. (1962) — Observations sur la région de Longobucco (Italie méridionale). *Bull. Soc. Géol. France,* S. 7, **4** (8): 719-720.

AFCHAIN C. (1966) — La base de la série tertiaire sur le bord oriental de la Calabre Ultérieure (Note préliminaire). *C. R. somm. Soc. Géol. France,* 1966 (10): 397-398, 2 fig.

AFCHAIN C. (1967 a) — Nature du contact entre les « granites » des Serre et les « gneiss fondamentaux » de l'Aspromonte en Calabre méridionale (Italie). *C. R. somm. Soc. Géol. France,* 1967 (6): 240.

AFCHAIN C. (1967 b) — Les argiles écailleuses versicolores et les couches à huitres de Motticella (Reggio de Calabre, Italie méridionale). *C. R. somm. Soc. Géol. France,* 1967 (8): 366-367, 2 fig.

AFCHAIN C. (1968) — Le témoin calcaire de Sideroni prés de Bova Marina (Calabre méridionale). *C. R. somm. Soc. Géol. France,* 1968 (9): 329-330, 1 fig.

AFCHAIN C. (1969) — Le substratum des phyllades en Calabre méridionale: la fenêtre de Montebello Ionico (Reggio de Calabre) *C. R. Acad. Sc Paris,* **268**: 911-912, 1 fig.

AFCHAIN C. (1970) — Présence de Tentaculitidae démontrant l'âge dévonien des niveaux calcaires intercalés dans les « phyllades » du substratum du chaînon calcaire de Stilo-Pazzano (Calabre méridionale, Italie). *C. R. somm. Soc. Géol. France,* 1970 (5): 150.

ALOISI P. (1909) — Studio di alcune rocce del Monte Corica (Calabria). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.,* **18** (5): 68-75.

AMODIO MORELLI L. & ZIRPOLI G. (1969) — Le plutoniti del versante meridionale del M. Poro (Capo Vaticano-Calabria). *Rdc. Soc. Ital. Min. Petr.,* **25**: 3-26, 3 fig., 5 tab., 4 tav.

AMORE T. (1969) — La sezione stratigrafica di Gagliano nelle marne azzurre mesoautoctone del Miocene inferiore-medio della Sicilia. *Riv. Min. Sicil.,* **20** (118-120): 129-172, 12 fig., 2 tab., 8 tav.

ATZORI P. (1968) — Archeozoico della Sicilia e della Calabria. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania,* S. 4, **11** (5-6): 77-80, (1972).

ATZORI P. (1969) — Studio chimico-petrografico dei calcari cristallini della zona di Alì (Messina) e loro significato geologico. *Riv. Min. Sicil.,* **20** (115-117): 3-21, 5 fig., 9 tab.

AZZAROLI A. & CITA M. B. (1969) — Codice italiano di nomenclatura stratigrafica. *Boll. Serv. Geol. d'Italia,* **89** (1968): 3-22, 1 fig.

BALDANZA B. (1960) — Prime notizie sul dicco carbonatico di Palmi (Reggio Calabria). *Rdc. Soc. Miner. Ital.,* **16**: 382.

BANDY O. L. & WILCOXON I. A. (1970) — The Pliocene-Pleistocene boundary, Italy and California. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* **81** (10): 2939-2948, 7 fig.

BARATTA M. (1901) — I terremoti d'Italia. 950 p., 136 fig., Fratelli Bocca, Torino.

BARATTA M. (1936) — I terremoti in Italia. *Pubbl. Comm. Ital. Grandi Calamità Lincei,* **6**, 177 p., 10 fig., 2 tav.

BARBERA LAMAGNA C. (1970) — Ammoniti liassici del circondario di Rossano Calabro (Sila orientale). *Atti Acc. Pontan. Napoli,* n. s., **19**: 1-51, 2 tav.

BARBERA LAMAGNA C. (1971) — Ammoniti giurassici del circondario di Rossano Calabro (Sila orientale). *Atti Acc. Pontan. Napoli,* n. s., **20**, 28 p., 2 tav.

BASSANI F. & DE LORENZO G. (1893) — Il Monte Consolino di Stilo. *Atti R. Acc. Sc. fis. mat. Napoli,* s. 2, **6** (8): 1-6, 1 tav.

BERTOLANI M. (1959) — Ricerche sulla natura e sulla genesi delle rocce della Sila (Calabria). Plutoniti e metamorfiti del bacino del Lago Arvo. *Boll. Soc. Geol. Ital.,* **76** (1957) (3): 79-172, 3 fig., 6 tav.

BERTOLANI M. (1972) — An enigmatic outcrop of vitrified rocks near Acri (Cosenza). *Boll. Soc. Geol. Ital.,* **91** (4): 683-692, 7 fig.

BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J. M., DUÉE G. & TRUILLET R. (1969) — Contribution de la thermoluminescence à la paleogéographie. *Bull. Soc. Géol. France,* s. 7, **11** (3): 307-322, 3 fig., 7 tab.

BLANC A. C. & CARDINI L. (1957) — Sopralluogo al giacimento di Scalea ed alla caverna di Praia a Mare. *Quaternaria,* **4**: 218.

BLANC A. C. & CARDINI L. (1958-61) — Prospezione nei dintorni di Praia a Mare ed a Scalea. *Quaternaria,* **5**: 294-297.

BOESE E. & DE LORENZO G. (1896) — Per la geologia della Calabria settentrionale. Nota preliminare. *Rdc. Acc. Lincei,* S. 5, **5** (2-3): 114-116.

BONARDI G., PESCATORE T., SCANDONE P. & TORRE M. (1971) — Problemi paleogeografici connessi con la successione mesozoico-terziaria di Stilo (Calabria meridionale). *Boll. Soc. Natur. Napoli,* **80**, 14 p., 2 fig.

BONFIGLIO L. (1963) — Plutoniti, migmatiti e metamorfiti della Calabria meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.,* **4** (2): 1205-1310, 50 fig., 3 tav.

BONFIGLIO L. (1964 a) — Su di una coltre alloctona nella zona di Cariati (Cosenza). Nota preliminare. *Atti Soc. Pelor. Sc. Fis. Mat. Nat. Messina,* **10** (1-2).

BONFIGLIO L. (1964 b) — La coltre alloctona di Cariati. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat.,* S. A., **71**: 200-256, 25 fig., 3 tav.

BONFIGLIO L. (1964 c) — Sulla manifestazione di un processo di assimilazione magmatica nella granodiorite delle pendici meridionali di M. Poro (Calabria). *Atti Soc. Pelor. Sc. Fis. Mat. Nat.,* **10** (4), parte I.

BONFIGLIO L. (1966) — Rilievi preliminari sulla tettonica del Cristallino nella zona a NW di Catanzaro (Triangolo: Zagarise, Racise, Miglierina). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **85** (1): 91-102, 1 fig., 1 tav.

BORSI S. & DUBOIS R. (1968) — Données géochronologiques sur l'histoire hercinienne et alpine de la Calabre centrale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **266**: 72-75, 1 tab.

BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1969) — Graded beds in a neritic molasse of Western Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **88** (1): 47-49, 1 fig.

BOUILLIN J. P & RAOULT J. F. (1971) — Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs; le Numidien peut-il être un néoautochtone? *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1971 (2): 117.

BOUSQUET J. C. (1961 a) — Nouvelles données sur les diabases-porphyrites dans la région de Sangineto (Calabre). *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **3** (3): 370-378, 4 fig., 1 tav.

BOUSQUET J. C. (1961 b) — Comparaison entre les régions de Sangineto-Cetraro (Calabre) et d'Episcopia-San Severino (Lucanie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **253**: 3011-3013.

BOUSQUET J. C. (1962) — Position des diabases-porphyrites dans la région de Cetraro-Intavolata (Calabre, Italie méridionale). *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **3** (6): 603-609, 4 fig., 1 tab.

BOUSQUET J. C. (1963 a) — Age de la série des diabases-porphyrites (roches vertes du flysch calabro-lucanien; Italie méridionale). *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **4** (1962) (5): 712-718, 3 fig., 1 tab.

BOUSQUET J. C. (1963 b) — Contribution à l'étude des roches vertes du Nord de la Calabre et du Sud de la Lucanie. *Thèse 3e Cycle, Univ. Paris*, 160 p., 24 fig., 4 tab., 12 tav.

BOUSQUET J. C. (1964) — Mise au point sur l'âge du « flysch à quartzites » calabro-lucanien (Italie méridionale). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1964 (2): 55-56, 1 fig.

BOUSQUET J. C. (1971) — La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitiques du Nord-Est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale). *Geol. Romana*, **10**: 23-51, 16 fig..

BOUSQUET J. C. (1972) — La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique. *Thèse Univ. Montpellier*, 172 p., 60 fig., 1 tab., 9 tav.

BOUSQUET J. C. & DUBOIS R. (1967) — Découverte de niveaux anisiens et caractères du metamorphisme alpin dans la région de Lungro (Calabrie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **264**: 204-207, 3 fig.

BOUSQUET J. C. & GUÉRÉMY P. (1968) — Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. I. Bassin du Mercure et haute vallée du Sinni. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **10** (3): 225-238, 9 fig.

BRANCACCIO L. & VALLARIO A. (1968) — Osservazioni geomorfologiche nel tratto di costa compreso tra le foci dei fiumi Noce-Castrocucco e Lao. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **77**: 309-325, 11 fig., 1 tab.

BRONDI A., FERRETTI O., ANSELMI B. & BENVEGNU' F. (1972 a) — Studi mineralogici e sedimentologici della piattaforma costiera calabrese nel tratto compreso tra Briatico e la foce del fiume Angitola. *Rdc. Soc. Ital. Miner. Petr.*, **28** (1): 3-30, 15 fig.

BRONDI A., FERRETTI O., ANSELMI B. & BENVEGNU' F. (1972 b) — Prospezione mineralogica alluvionale applicata in Calabria alla ricerca di minerali di torio e zirconio. *Ind. Mineraria*, **23** (2): 51-67, 12 fig.

BRONDI A, FERRETTI O. & LOCARDI E. (1972) — Sulla provenienza dei diversi tipi di zircone e monazite contenuti nei sedimenti fluviali della Calabria. *Rdc. Soc. Ital. Miner. Petr.*, **28** (1): 31-52, 5 fig., 3 tab.

BRONDI A., FERRETTI O., MASPERONI L., ANSELMI B. & BENVEGNÙ F. (1971) — Valutazione delle concentrazioni di minerali pesanti nelle spiagge calabresi. *Ind. Mineraria*, **22** (5): 233-247, 9 fig.

BRONZINI S. (1959) — Note sulle ricerche di gas in alcune zone del litorale jonico. *In* ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI (1959) — I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale. **1**: 399-405, 6 fig.

BROSSÉ R. (1968) — Étude géologique de la région de Tiriolo, Province de Catanzaro-Calabre-Italie. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, S. 2, **10** (3): 277-284, 1 fig.

BROUWER J. (1965) — Agglutinated foraminiferal faunas from some turbiditic sequences. I and II. *Proc. Nederl. Akad. Wetensch.*, S. B., **68** (5): 309-334, 4 fig., 1 tab., 1 tav.

BRUECKNER W. (1941) — Ueber die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. *Ecl. Geol. Helv.*, **34** (1): 117-134, 1 tab., 4 tav.

BURCKHARDT C. E. (1947) — Il sondaggio del Belagajo (Grosseto) ed il suo significato geologico. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **65** (1946): 97-107.

BURTON A. N. (1971) — Carta Geologica della Calabria alla scala di 1:25.000. Relazione generale. 120 p., 48 fig., Cassa per il Mezzogiorno, Servizio Bonifiche, Roma.

CAIRE A. & COIFFAIT Ph. E. (1970) — Les dragées de quartz du flysch numidien viennent de la province sarde et non pas de la province saharienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **270**: 3181-3183.

CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1961) — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **2** (1960) (7): 915-938, 4 fig.

CAPUTO M., PANZA G. F. & POSTPISCHL D. (1970) — Deep structure of Mediterranean Basin. *Journ. Geoph. Res.*, **75** (26): 4919-4923, 2 fig., 2 tab.

CAPUTO M., PANZA G. F. & POSTPISCHL D. (1972) — New evidences about the deep structure of the Lipari arc. *Tectonophysics*, **15** (3): 219-231, 4 fig., 1 tab.

CARLINO P. (1972) — L'andalusite di S. Giorgio Morgeto (Reggio Calabria). *Rdc. Soc. Ital. Miner. Petr.*, **28** (2): 413-421, 4 fig., 1 tab.

CARRARO F., DAL PIAZ G. V. & SACCHI R. (1970) — Serie di Valpelline e II zona diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **9** (2): 197-224, 2 fig.

CASTIGLIONI B. (1929) — L'Aspromonte nell'epoca glaciale. *Boll. R. Soc. Geogr. Ital.*, S. 6, **6** (4): 262-264.

CATI F., COLALONGO M. L., CRESCENTI U., D'ONOFRIO S., FOLLADOR V., PIRINI RADRIZZANI C., POMESANO CHERCHI A., SALVATORNI G., SARTONI S., PREMOLI SILVA I., WEZEL F. C. & BERTOLINO V., BIZON G., BOLLI H. M., BORSETTI CATI A. M., DONDI L., FEINBERG H., JENKINS D. G., PERCONIG E., SAMPÒ M., SPROVIERI R. (1968) — Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **87** (3): 491-503, 2 tab.

CHELUSSI I. (1914) — Alcune rocce cristalline della Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 33 (2): 177-196.

CIARANFI N. (1972) — Flysch di Gorgoglione. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, **92** (1971) (Suppl. Formazioni Geologiche Fasc. VI): 101-114, 4 fig.

COIFFAIT PH. E. (1972) — Nouvelles données sur la thermoluminescence naturelle (TLN) de sédiments oligo-miocènes de Tunisie. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1972 (2): 79-82, 1 fig.

COLALONGO M. L. (1965) — Gli ostracodi della serie di Le Castella (Calabria). *Giorn. Geologia*, S. 2, **33** (1): 83-123, 3 fig., 4 tab., 3 tav.

COLONNA V. & ZANETTIN LORENZONI E. (1970) — Gli scisti cristallini della Sila Piccola. 1°: I rapporti tra i cosiddetti scisti bianchi e le filladi nella zona di Tiriolo. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **9** (2): 135-156, 12 fig.

COLONNA V. & ZANETTIN LORENZONI E. (1972) — Gli scisti cristallini della Sila Piccola. 2°: I rapporti tra la formazione delle filladi e la formazione delle pietre verdi nella zona di Gimigliano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **11** (3): 261-292, 29 fig.

COLTRO R. (1967) — Le formazioni cretaceo-paleogeniche della Falda di Longi nella sezione di Militello Rosmarino (Messina). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **73** (3): 853-887, 3 fig., 4 tab.

COMPAGNONI B., CONATO V., FOLLIERI M. & MALATESTA A. (1968) — Il Calabriano di Scalea. *Quaternaria*, 10: 95-124, 3 fig., 4 tav.

CORTESE E. (1895) — Descrizione geologica della Calabria. *Mem. descr. Carta Geol. d'Italia*, **9**: 310 p., 24 fig., 10 tav.

CORTESE E. (1909 a) — Sollevamenti di spiagge e di coste e loro cause. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **28** (1): 103-130, 1 fig.

CORTESE E. (1909 b) — Una sezione geologica attraverso il Peloro, lo Stretto di Messina e l'Aspromonte. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **28** (3): 445-468, 2 fig., 1 tav.

CORTESE E. (1923) — Sulle rive dello Stretto di Messina. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **42** (2): 227-234.

CORTESE E. (1928) — L'Aspromonte durante l'epoca glaciale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **47** (2): 171-179.

COTECCHIA V. (1962) — Appunti geologici sui dintorni della piana di Sibari. *Ann. Fac. Ingegneria Bari*, **5**: 1-20, 8 fig.

COTECCHIA V. (1963) — I terreni sedimentari dei dintorni di Cariati, Scala Coeli e Pietrapaola, al margine nord-orientale della Sila (Calabria). *Mem. Ist. Geol. Miner. Padova*, **24**: 40 p., 22 fig., 2 tav.

COTECCHIA V. & MELIDORO G. (1966) — Geologia e stabilità delle sponde in filladi del Fiume Melito (Calabria). *Geol. Appl. Idrogeol.*, **1**: 129-166, 21 fig., 3 tav.

COTECCHIA V., TRAVAGLINI G. & MELIDORO G. (1969) — I movimenti franosi e gli sconvolgimenti della rete idrografica prodotti in Calabria dal terremoto del 1783. *Geol. Appl. Idrogeol.*, **4**: 1-24, 6 fig., 3 tav.

CREMA C. (1903) — Sul piano Siciliano nella Valle del Crati (Calabria). *Boll. R. Comit. Geol.*, S. 4, **4** (3): 245-271, 2 tav.

CRESCENTI U. (1972) — Il Sondaggio Perrotta 2 per la ricerca di idrocarburi nel Bacino Crotonese (Catanzaro). *Geol. Appl. Idrogeol.*, **7**: 12 p., 4 fig.

DAMIANI A. V. (1970 a) — Osservazioni geologiche in alcune tavolette del F.° 220 nella Calabria nord-occidentale. Parte I. Stratigrafia. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **89** (1): 65-80, 7 fig.

DAMIANI A. V. (1970 b) — Osservazioni geologiche in alcune tavolette del F.° 220 della Calabria nord-occidentale. Parte II. Tettonica e probabile quadro evolutivo. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **89** (1): 81-96, 7 fig.

DAMIANI A. V. (1970 c) — Terrazzi marini e sollevamenti differenziali fra i bacini del Lao e del Corvino (Calabria settentrionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **89** (1): 145-158, 4 fig., 1 tab., 1 tav.

DE CAPOA BONARDI P. (1970) — Segnalazione di una fauna a Conodonti del Devonico superiore nei calcari intercalati alle « filladi» di Stilo-Pazzano (Calabria meridionale). *Rdc. Acc. Sc Fis. Mat. Soc. Naz. Sc. Lett. Arti Napoli*, S. 4, **37**: 127-128, 1 tav.

DE FINO M. & LA VOLPE L. (1970) — I filoni di Rovale (Sila Grande-Calabria). *Rdc Soc. Ital. Miner. Petr.*, **26**: 517-546, 8 fig., 3 tab.

DE FIORE O. (1937) — La regione dei terrazzi quaternari ed il paleolitico di Scalea (Calabria). *Pubbl. Ist. Geopal. Univ. Catania*, (3): 54 p., 6 tav.

DE LORENZO G. (1904) — Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale. 241 p., 70 fig., Laterza, Bari.

DE ROEVER E. W. F. (1970) — Chromian pumpellyite from Fuscaldo, Calabria (Southern Italy). *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, S. B. **73** (5): 585-590, 2 tab.

DE ROEVER E. W. F. (1972) — Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy), its geological significance and petrological aspects. *GUA Pap. Geol.*, S. 1, **3**: 171 p., 43 fig., 17 tab., 1 tav.

DE ROEVER E. W. F. & BEUNK F. F. (1971) — Ferrocarpholite associated with lawsonite-albite facies rocks near Sangineto, Calabria (Southern Italy). *Mineral. Mag.*, **38** (12): 519-521.

DE ROEVER W. P. (1970) — Some problems concerning the origin of glaucophane and lawsonite. *Probl. petr. genet. miner., Posviaś akad. V. S. Soboleva*, **2**: 24-40, Ed. Nauka, Mosca.

DE ROEVER W. P., DE ROEVER E. W. F., BEUNK F. F. & LAHAYE P. H. J. (1967) — Preliminary note on ferrocarpholite from a glaucophane and lawsonite bearing part of Calabria, Southern Italy. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, S. B., **70** (5): 534-537, 1 tab.

DE STEFANI C. (1884) — Escursione scientifica nella Calabria (1877-78): Jejo, Montalto e Capo Vaticano. *Mem. R. Acc. Lincei*, S. 3, **18**: 292 p., 7 fig., 2 carte geol.

DE STEFANO G. (1899 a) — Rinvenimento di mammiferi fossili nel Quaternario di Morrocu presso Reggio Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **18**: LXX-LXXI.

DE STEFANO G. 1899 b) — Un nuovo lembo conchiglifero di Reggio Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **18** (1): 1-3.

DE STEFANO G. (1899 c) — Appunti sopra alcuni lembi dei terreni post-terziari di Reggio Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **18** (2): 132-139, 2 fig.

DE STEFANO G. (1889 d) — Gli strati a Pinne di Morrocu. Nuovo lembo postpliocenico di Reggio Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **18** (3): 225-280.

DE STEFANO G. (1889 e) — L'*Elephas meridionalis* ed il *Rhinoceros merki* nel Quaternario Calabrese. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **18** (3): 421-430.

DE STEFANO G. (1899 f) — Paleogeografia postpliocenica di Reggio Calabria. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, **38**: 321-341.

DE STEFANO G. (1901) — Alcuni pesci pliocenici di Calanna in Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **20** (4): 552-562, 1 tav.

DE STEFANO G. (1902 a) — I molluschi degli strati di Gallina e la loro età. *Riv. Ital. Paleont.*, **8**: 27-32.

DE STEFANO G. (1902 b) — Probabile sollevamento attuale della costa jonica calabrese? *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, 1902 (7): 579-597.

DE STEFANO G. (1903 a) — La fauna malacologica del Pliocene superiore del Belgio e quella postpliocenica dell'Italia meridionale. *Boll. Soc. Zool. Ital.*, anno 12, **4**: 40-52.

DE STEFANO G. (1903 b) — Sull'età delle arenarie lignitifere di Agnana in Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **22** (2): 372-374.

DE STEFANO G. (1913) — Sul Pleistocene marino calabrese. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **32** (3): 359-370.

DEWEY J. F. (1969) — Continental margins: a model for conversion of atlantic type to andean type. *Earth Plan. Sc. Letters*, **6**: 189-197, 3 fig.

DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) — The Position of the Basic and Ultrabasic Rocks in the Tectonic Units of the Southern Apennines. *Atti Acc. Pontan. Napoli*, N. S., **21**: 15 p., 2 tab., 2 tav.

DI GRANDE A. (1967 a) — Sezione tipo della Molassa di S. Mauro (Calabriano) nel Bacino Crotonese. *Riv. Ital. Pal. Strat., Mem.*, **13**: 199-258, 6 fig., 3 tab., 3 tav.

DI GRANDE A. (1967 b) — La microfauna mediopliocenica di Contrada Pantano (Catanzaro) nell'Argilla marnosa di Spartizzo. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, S. 6, **19**, Suppl. Sc. Geol.): 69-92, 4 fig., 1 tab.

DI GRANDE A. (1968) — La sezione tortoniana di Scala Coeli (Cosenza). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, S. 6, **20**: 1-27, 8 fig.

DI GRANDE A. (1972) — Geologia della tavoletta S. Severina (Prov. Catanzaro, F. 237, II-NE). (In stampa).

DI STEFANO G. (1904) — Osservazioni geologiche nella Calabria settentrionale e nel Circondario di Rossano. *Mem. descr. Carta Geol. d'Italia*, **9** (Appendice): 120 p., 1 tav.

DUBOIS R. (1963) — Profils géologiques en Calabre sud-occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **4** (1962) (5): 721-727.

DUBOIS R. (1965) — Rapports entre granites et phyllades de Catanzaro à Cicala (Calabre centrale, Italie). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1965 (7): 231-232, 1 fig.

DUBOIS R. (1966 a) — Les gneiss oeillés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **262**: 1188-1191.

DUBOIS R. (1966 b) — Position des granites de l'axe Decollatura-Conflenti-Martirano dans une structure probablement hercynienne (Calabre centrale, Italie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **262**: 1331-1333, 1 fig.

DUBOIS R. (1966 c) — Présence d'horizons à quartz rhyolitiques au sein des gneiss oeillés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1966 (7): 247-248, 2 fig.

DUBOIS R. (1966 d) — L'écaille d'Acri (massif de la Sila, Calabre centrale). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1966 (9): 359-360, 1 fig.

DUBOIS R. (1967 a) — L'orientation des micas dans les schistes cristallins de l'auréole du massif granitique de la Sila (Calabre centrale). *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **9** (2): 246-254, 4 fig.

DUBOIS R. (1967 b) — Quelques données sur l'histoire paléozoique de l'arc calabro-sicilien. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1967 (5): 203-204, 1 fig.

DUBOIS R. (1967 c) — La suture calabro-apenninique. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1967 (6): 236-237.

DUBOIS R. (1967 d) — Les glaucophanites à lawsonite de Terranova da Sibari (Calabre). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **265** (3): 188-191, 2 fig.

DUBOIS R. (1967 e) — Les glaucophanites de Terranova da Sibari et la suture calabro-apenninique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **265** (4): 311-314, 1 fig.

DUBOIS R. (1969 a) — L'âge paléozoique du metamorphisme à glaucophane de Calabre. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **268**: 903-906, 1 fig.

DUBOIS R. (1969 b) — Extension de la nappe de phyllades paléozoiques et enchaînement des paragenèses hercyniennes à glaucophane en Calabre. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **268**: 1004-1007, 2 fig.

DUBOIS R. (1969 c) — Le passage latéral des prasinites de Rose-Fuscaldo aux épanchements jurassiques de Malvito et ses conséquences sur l'interprétation de la suture calabro-apenninique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **269**: 1815-1818, 1 fig.

DUBOIS R. (1970) — Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique. *Rev. Géogr. Phys Géol. Dyn.*, S. 2, **12** (3): 221-254, 22 fig.

DUBOIS R. (1971 a) — Définition d'un socle antéhercynien en Calabre. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **272**: 2052-2055, 1 fig.

DUBOIS R. (1971 b) — Les caractères pétrographiques des formations granulitiques et la signification de la formation kinzigitique en Calabre. *C. R. Acad. Sc Paris*, **273**: 1091-1904, 2 fig.

DUBOIS R. & AFCHAIN C. (1966) — Une écaille de calcaire à *Aptychus* et à filaments, coincée dans le granite d'Acri (Calabre centrale, Italie). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1966 (7): 248-249, 1 fig.

DUBOIS R. & GLANGEAUD L. (1965) — Grandes structures, microstructures et sens des chevauchements de matériel cristallin à l'éxtrémité méxidionale du massif de la Sila (Calabre centrale, Italie). *C. R. somm. Géol. France*, 1965 (7): 239-240, 2 fig.

DUBOIS R. & TRUILLET R. (1971) — Le polimetamorphisme et la structure du domaine péloritain (Sicile). La notion de socle péloritain antéhercynien. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, **272**: 2134-2136.

DURAND DELGA M. (1972) — La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes, unit l'Europe et l'Afrique. *Ecl. Geol. Helv.*, **65** (2): 267-278, 3 fig.

ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) — Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s. l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sci. Génève*, **19** (3): 279-377, 5 fig., 5 tav.

ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) — Sul significato dell'esistenza di una unità alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **83** (2): 373-394, 5 fig.

EMILIANI C., MAYEDA T. & SELLI R. (1961) — Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section at Le Castella, Calabria, Southern Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**: 679-688, 2 fig., 2 tab.

FAILLACE C. (1956) — Nuove notizie sul Calabriano dei dintorni di Castrovillari (Cosenza). *Giorn. Geologia*, S. 2, **25** (1953): 173-177.

FARAONE D. (1962 a) — Su un particolare impianto plagioclasico nel pirosseno hedenbergitico di Taureana presso Palmi (Calabria). *Atti Soc. Pelor. Sc. Fis. Mat. Nat., Messina*, **8** (3/4): 365-383, 14 fig.

FARAONE D. (1962 b) — Su una biotite ed un'orneblenda di Taureana presso Palmi (Calabria). *Atti Soc. Pelor. Sc. Fis. Mat. Nat., Messina*, **8** (3/4): 397-417, 5 fig., 4 tab.

FARAONE D. (1962 c) — Deuterogenesi minerale in una serie metamorfica di Taureana (Calabria). *Atti Soc. Pelor. Sc. Fis. Mat. Nat., Messina*, **8** (3/4): 527-553, 13 fig., 3 tab.

FARAONE D. (1962 d) — Sopra una manifestazione leucostratica in Contrada Malopasso di Taureana (Calabria). *Atti Soc. Pelor. Sc. Fis. Mat. Nat., Messina*, **8** (3/4): 555-566, 2 fig., 2 tab.

FARAONE D. (1963) — Su un granato del tipo della grossularia nelle metamorfiti di Taureana presso Palmi (Calabria). *Period. Miner.*, **32** (1): 35-46, 1 tab., 1 tav.

FARAONE D. (1968) — Le metamorfiti della falesia di Taureana (Reggio Calabria): aspetti della « formazione diorito-kinzigitica » italiana. *Period. Miner.*, **37** (2): 399-493, 26 fig., 12 tab.

FARINACCI A. (1963) — Lo « Organismo C » FAVRE 1927 appartiene alle Teredinidae? *Geol. Romana*, **2**: 151-178, 6 fig., 5 tav.

FERRARA V. (1972) — Stratigrafia della successione cretaceo-eocenica di Piedimonte Etneo (Catania). (In stampa).

FERRARA G., IPPOLITO F., STAUFFER H. & TONGIORGI E. (1959) — Determinazione con metodi del piombo dell'età di un filone pegmatitico presso Delianuova (Aspromonte). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **78** (2): 74-82.

FERRARA G. & LONGINELLI A. (1961) — Età di due rocce granitiche della zona delle Serre in Calabria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **80** (2): 25-36, 2 fig., 1 tab.

FINETTI I. & MORELLI C. (1972) — Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **14** (56): 291-342, 19 fig., 4 tab.

FINETTI I., MORELLI C. & ZARUDZKI E. (1970) — Reflection seismic study of the Tyrrhenian Sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **12** (48): 311-346, 13 fig.

FRANCO P. (1881) — Di un Trilobite rinvenuto negli scisti di Pazzano (Calabria) e dell'età di questi scisti. *Rdc. R. Acc. Sc. Fis. Mat. Nat. Napoli*, **20** (8): 166-167.

FUCINI A. (1892) — Molluschi e brachiopodi del Lias inferiore di Longobucco. *Boll. Soc. Malacol. Ital.*, **16** (1891): 1-4, 9-64, 3 tav.

FUCINI A. (1896) — Studi geologici sul Circondario di Rossano in Calabria. 87 p., 1 tab., 2 tav., Tip. Galàtola, Catania.

GHEZZI G. & BAYLISS D. D. (1964) — Uno studio del flysch nella regione calabro-lucana. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, **84** (1963): 3-64, 10 fig., 8 tav.

GIANOTTI A. (1958) — Deux faciès du Jurassique supérieur en Sicile. *Revue Micropal.*, **1** (1): 38-51, 5 fig., 2 tav.

GIESE P. (1968) — Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, **48** (1): 261-284, 13 fig.

GIESE P. (1972) — Crustal structure of Italy. *In* OGNIBEN *et al., Structural Model of Italy*, C.N.R., Roma (in stampa).

GIESE P., GUENTHER K. & REUTTER K. J. (1970) — Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. *Ztsch. deutsch. geol. Ges.*, **120**: 151-195, 8 fig., 3 tav.

GIGNOUX M. (1909) — La Calabre. *Ann. Géogr.*, **18** (98): 141-160, 6 tav.

GIGNOUX M. (1913) — Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. *Ann. Univ. Lyon*, N.S., **1** (36): 693 p., 42 fig., 21 tav.

GLANGEAUD L. (1952 a) — Interprétation téctonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, S. 6, **1** (1951) (8): 735-762, 3 fig.

GLANGEAUD L. (1952 b) — Les phénomènes géophysiques et l'évolution de la Méditerranée occidentale. *Ann. Géoph.*, **8** (1): 121-124.

GLANGEAUD L. (1956) — Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-africain. *Bull. Soc. Géol. France*, S. 6, **5** (6): 867-891, 5 fig.

GLANGEAUD L. (1962) — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaires. *Colloque du C.N. Rech. Sc., Villefranche sur Mer (1961)*: 125-165, 11 fig., Paris.

GLANGEAUD L., GRANDJACQUET C., BOUSQUET J. C. & AFCHAIN C. (1962) — Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie). *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **3** (6): 619-624, 2 fig.

GOERLER K. & IBBEKEN H. (1970) — Erste Fossilfunde in den metamorphiten des kalabrischen Massivs (Süd-Italien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1970 (7): 424-426, 2 fig.

GRANDJACQUET C. (1961 a) — Au sujet de la position et de l'origine des masses de granites et de pegmatites de la région côtière tyrrhenienne entre Belvedere et Diamante (Calabre) *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 1961 (4): 113-114, 2 fig.

GRANDJACQUET C. (1961 b) — Le « flysch à quartzites » des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale). *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **3** (1): 115-120, 3 fig.

GRANDJACQUET C. (1967) — Age et nature du métamorphisme « alpin » en Calabre du Nord. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **265**: 1055-1058, 4 fig.

GRANDJACQUET C. (1969) — Les phases tectoniques et le métamorphisme tertiaire de la Calabre du Nord et de la Campanie du Sud (Italie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **269**: 1819-1822, 1 fig.

GRANDJACQUET C. & M. J. (1962) — Géologie de la zone de Diamante-Verbicaro (Calabre). *Geol. Romana*, **1**: 297-312, 14 fig.

GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L., DUBOIS R. & CAIRE A. (1961) — Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, S. 2, **4** (3): 131-147, 10 fig.

GRECO B. (1894) — Il Lias inferiore nel Circondario di Rossano Calabro. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, **13**: 55-180, 7 tav.

GUÉRÉMY P. (1972) — La Calabre centrale et septentrionale. Guide d'excursion géomorphologique. *Trav. Inst. Géogr. Reims*, **10**: 128 p., 77 fig., 2 tab.

GUZZETTA G. (1964) — Condizioni di giacitura dei terreni sedimentari affioranti nel circondario di Palizzi (Reggio Calabria). *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **73**: 201-210, 2 fig., 2 tav.

HOBBS W. H. (1907) — The Geotectonic and Geodynamic Aspects of Calabria and North-eastern Sicily. A study in orientation. *Beitr. Geoph.*, **8** (1906) (2): 293-362, 3 fig., 9 tav.

HOFFMANN C. (1969) — Die Glaukophangesteine und ihre stöffliche Aequivalente in Nordcalabrien. Tesi, Würzburg, 120 p.

HOFFMANN C. (1970) — Die Glaukophangesteine, ihre stöfflichen Aequivalente und Umwandlungsprodukte in Nordcalabrien (Süditalien). *Contr. Mineral. Petrol.*, 27: 283-320, 17 fig., 7 tab.

HSUE K. J. (1972) — Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. *Earth-Sc. Review*, **8** (4): 371-396, 7 fig.

IMBESI M. (1951) — Nuove osservazioni e ricerche presso i giacimenti fossiliferi di Ravagnese (Reggio Calabria). *Atti Soc. Toscana Sc. Nat.*, Mem., S. A, 58: 121-136, 4 fig., 1 tab.

IMBESI SMEDILE M. (1956) — Geomorfologia del bacino del Turbolo (Reggio Calabria). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **74** (1955) (1): 210-222, 5 fig.

IPPOLITO F. (1946) — Primi risultati di studi geologici eseguiti in Calabria nel 1946. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **55**: 105-107.

IPPOLITO F. (1947) — Studi geologici in Calabria. *Ric. Scientif. Ricostr.*, **17** (1): 54-56.

IPPOLITO F. (1948-49) — Contributo alle conoscenze geologiche sulla Calabria. *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **2**: 17-35, 6 fig.

IPPOLITO F. (1971 a) — Il pensiero di B. Croce di fronte alle scienze naturali. *Atti Acc. Pontan. Napoli*, N.S., **20**: 6 p.

IPPOLITO F. (1971 b) — L'uomo e lo scienziato G. De Lorenzo attraverso talune sue lettere inedite a F. Bassani. *Atti Acc. Pontan. Napoli*, N.S., **20**: 20 p., 6 tav.

KANTER H. (1930) — Kalabrien. *Abh. Geb. Ausl. Kunde, Hamburg. Univ.*, **33** (Reihe C, 10): 378 p., 50 fig., 17 tab., 34 tav.

KRUMBEIN W. C. & SLOSS L. L. (1951) — Stratigraphy and Sedimentation. 497 p., 122 fig., 42 tab., Freeman & Co., S. Francisco.

LEMBKE H. (1931) — Beiträge zur Geomorphologie des Aspromonte (Kalabrien). *Ztschr. Geomorph.*, **6**: 58-112, 2 fig., 3 tav.

LENTINI F. (1967) — Le successioni stratigrafiche plio-pleistoceniche sui due lati della dorsale Nocara-Colobraro (Matera). *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **18** (Suppl. Sc. Geol.): 181-206, 5 fig., 4 tav.

LIMANOWSKI M. (1913) — Die grosse kalabrische Decke. *Bull. Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math. Nat.*, S. A, (6 A): 370-385.

LIRER L., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1967) — Livello di piroclastiti nei depositi continentali post-tirreniani del litorale sud-tirrenico. *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **18** (Suppl. Sc. Geol.): 85-116, 10 fig., 8 tav., 10 tab.

LORENZONI S. & PAGLIONICO A. (1970) — Primo contributo alla conoscenza dei « graniti » dell'entroterra del Golfo di Squillace (Calabria). *Rdc. Soc. Ital. Miner. Petr.*, **26** (2): 745-786, 11 fig., 4 tab.

LUCINI P. (1965) — Osservazioni sulla tettonica dei Piani dell'Aspromonte (Calabria). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **84** (1): 205-215, 1 fig.

LUGEON M. & ARGAND E. (1906) — La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **142**: 1107-1109.

LUGEON M. & JÉRÉMINE E. (1930) — Granite et Gabbro de la Sila en Calabre. *Bull. Lab. Géol., Géogr. Phys., Min., Paleont. Univ. Lausanne*, (46): 23 p., 2 fig., 5 tav.

MAGRI G., SIDOTI G. & SPADA A. (1963-64) — Rilevamento geologico sul versante settentrionale della Sila (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **9**: 5-59, 8 fig., 2 tav.

MALARODA R. & RAIMONDI C. (1957) — Linee di dislocazione e sismicità in Italia. Parte 1ª. Le linee di faglia e di scorrimento in Italia. *Boll. Geodesia Sc. Affini*, **16** (3): 273-289, 1 tav.

MALGERI E. (1911) — Fenomeni di erosione nella Calabria Meridionale. *Atti VII Congr. Geogr. Ital., Palermo*: 294-296.

MARTINIS B. & PIERI M. (1963) — Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **4** (1): 649-678, 18 fig.

MATSUDA T. & UYEDA S. (1971) — On the Pacific-type orogeny and its model. Extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tecto nophysics*, **11** (1): 5-27, 14 fig., 1 tab.

MELIDORO G. (1966) — Scorrimenti gravitativi quaternari di argille scagliose ofiolitifere e frane indotte nei depositi pleistocenici dei dintorni di Cassano allo Jonio. *Geol. Appl. Idrogeol.*, **1**: 87-91, 1 tav.

MELIDORO G. & GUERRICCHIO A. (1969) — Geologia, fenomeni franosi e problemi di difesa del suolo nel Vallone Colella (Aspromonte). *Geol. Appl. Idrogeol.*, **4**: 63-84, 6 fig., 2 tav.

MERCALLI G. (1897) — I terremoti della Calabria meridionale e del Messinese. *Mem. Soc. Ital. Sc. XL*, S. 3, **11**: 117-266, 2 tav.

MIGLIORINI C. I. (1952 a) — Sunto geologico del sistema appenninico e degli idrocarburi. *Atti VII Conv. Naz. Met. Petrolio*, **1**: 163-182.

MIGLIORINI C. I. (1952 b) — Prospettive petrolifere e gassifere e ricerche nel Crotonese. *Atti VII Conv. Naz. Met. Petrolio*, **1**: 189-193.

MORELLI C. (1970) — Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **12** (48): 275-309, 5 fig., 3 tab., 7 tav.

MORONI M. A. & RICCO S. (1968) — Nuovi studi sulla fauna cenomaniana di Brancaleone (Calabria). Parte I. *Lav. Ist. Geol. Univ. Palermo*, (6): 65 p., 33 fig., 28 tav.

MORTARI R. (1972) — Alti livelli del Mare del Pleistocene superiore nel Mediterraneo centro-settentrionale. *Ann. Geofis.*, **25** (1): 75-97, 8 fig.

NICOLETTI M. (1970) — Età di una roccia granitica di Capo Vaticano (Calabria) ottenuta col metodo K-Ar. *Period. Mineral.*; **39** (1): 159-164, 1 tab.

NICOTERA P. (1959) — Rilevamento geologico del versante settentrionale del M. Poro (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **7** (4): 92 p., 42 fig., 2 tav.

NICOTERA P. (1963) — Le ligniti di Briatico. *Ligniti torbe It. contin., GEMINA Roma*: 157-170, 2 tav.

NICOTERA P., DE RISO R. & PAOLILLO S. (1966-68) — Geomorfologia, tipi e grado di dissesto dei bacini idrografici dominanti la prevista zona industriale di Sibari (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **10** (3): 24 p., 8 fig., 2 tav.

NICOTERA P., DE RISO R. & TONNETTI G. (1966-68) — Indagini geologiche e tecniche per lo studio di uno sbarramento sul T. Jassa (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **10** (6): 85 p., 45 fig., 3 tab., 2 tav.

NICOTERA P. & SIDOTI G. (1963) — Le ligniti di Agnana-Antonimina. *Ligniti torbe It. contin., GEMINA, Roma*: 39-50, 2 tav.

NICOTERA P. & VIGHI L. (1947) — Studio petrografico di talune colate riolitiche recenti della Sila. *Atti Fond. Polit. Mezz., Napoli*, **3**.

NOVARESE V. (1893) — Calcari cristallini e calcefiri dell'Arcaico calabrese. *Boll. R. Com. Geol. d'Italia*, **24** (1): 17-43.

NOVARESE V. (1931) — La formazione diorito-kinzigitica in Italia. *Boll. R. Uff. Geol. d'Italia*, **56** (7): 62 p., 6 fig., 1 tab.

OGNIBEN L. (1955) — Le argille scagliose del Crotonese. *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **6** (2): 72 p., 2 fig., 2 tav.

OGNIBEN L. (1957) — Petrografia della Serie Solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. descr. Carta Geol. d'Italia*, **33**: 275 p., 100 fig., 1 tav.

OGNIBEN L. (1958) — Stratigrafia e microfaune del Terziario della zona di Caiazzo (Caserta). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **64** (2): 89-142, 6 tab., 3 diagr.; (3): 199-286, 8 tav.

OGNIBEN L. (1960) — Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sicil.*, **11** (64-65): 183-212, 2 fig., 2 tav.

OGNIBEN L. (1960-63) — Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile. *Livre mém. Prof. FALLOT*, **2**: 203-216, 2 fig.

OGNIBEN L. (1962) — Le argille scagiose ed i sedimenti messiniani a sinistra del Trionto (Rossano, Cosenza). *Geol. Romana*, **1**: 255-282, 8 fig., 2 tav.

OGNIBEN L. (1964) — Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia. *Geol. Romana* **3**: 125-170, 5 fig., 8 tab.

OGNIBEN L. (1966) — Lineamenti idrogeologici dell'Etna. *Riv. Min. Sicil.*, **17** (100-102): 151-174, 14 fig., 1 tav.

OGNIBEN L. (1969) — Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **8** (4): 453-763, 183 fig., 2 tav.

OGNIBEN L. (1970) — Schemi paleotettonistici anziché paleogeografici in regioni di corrugamento; l'esempio della Sicilia. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **9** (4): 793-816, 8 fig.

OGNIBEN L. (1971) — Tettonica della Sicilia e della Calabria. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, S. 4, **11** (1-2): 14-26, 1 tav.

OGNIBEN L. (1972 a) — Gli elementi strutturali della regione appenninica. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Padova*, **29**: 29 p., 8 fig., 2 tav.

OGNIBEN L. (1972 b) — Introduction to the Structural Model. *In* OGNIBEN *et al., Structural Model of Italy.* C.N.R., Roma (in stampa).

OGNIBEN L. (1972 c) — Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in Sicily and Calabria. *In* OGNIBEN *et al., Structural Model of Italy*, C.N.R., Roma (in stampa).

OGNIBEN L. (1972 d) — Conclusioni sullo stato attuale delle conoscenze nella geologia dell'Appennino. *Conv. Mod. Vedute Geol. Appenn.*, Acc. Naz. Lincei, Roma (in stampa).

OGNIBEN L., MARTINIS B., ROSSI P. M., FUGANTI A., PASQUARÈ G., STURANI C., NARDI R., COCOZZA T., PRATURLON A., PAROTTO M., D'ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P., VEZZANI L., AGIP DI MI (PIERI M., GROPPI G.), FINETTI I., MORELLI C., CAPUTO M., POSTPISCHL D. & GIESE P. (1972) — Structural Model of Italy. C.N.R., Roma (in stampa).

ONETTI A. (1915) — Nuovi molluschi del Lias inferiore del Circondario di Rossano Calabro. *Riv. Ital. Paleont.*, **21**: 46-86, 3 tav.

PANIZZA M. (1966 a) — Studio granulometrico della formazione messiniana di Palopòli (Rossano, Calabria) e considerazioni paleogeografiche relative. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **85** (2): 403-427, 19 fig., 1 tab., 1 tav.

PANIZZA M. (1966 b) — Carta ed osservazioni geomorfologiche del territorio di Calopezzati (Calabria). *Riv. Geogr. Ital.*, **73** (1): 1-32, 8 fig., 8 tav., 1 carta.

PANIZZA M. (1967) — Il Pleistocene di Crosìa (Rossano, Cosenza). *Riv. Ital. Paleont. Strat., Mem.*, **13**: 131-194, 8 fig., 2 tab., 7 tav.

PATA O. (1938) — Stratigrafia e tettonica dei terrazzi fra Aspromonte e Villa S. Giovanni. *Pubbl. Ist. Geopal. Univ. Catania* (9): 30 p., 4 tav.

PATA O. (1945) — Contributo allo studio della stratigrafia del Pliocene nello Stretto di Messina. *Atti R. Acc. Pelor., Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, **46**.

PATA O. (1947 a) — Epirogenesi, fratture ed eustatismo nella Calabria Ulteriore dal Pliocene al Tirreniano. *Hist. Naturalis*, **2** (2-3-4): 11-15, 3 fig.

PATA O. (1947 b) — Su di un nuovo giacimento a « Strombus bubonius » LMK. presso Vibo Valentia. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.* **54**: 159-166.

PATA O. (1948-49) — Terrazzi quaternari fra Villa S. Giovanni e Reggio Calabria. *Not. Geol. Calabr. Messin., Ist. Geol. Messina*, **1** (2): 40-76.

PATA O. (1952) — Sulla datazione delle sabbie fossilifere di Ravagnese (Reggio Calabria). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, S. A., **59**: 24-35, 3 fig.

PATA O. (1953) — Eustatismo glaciale, stratigrafia e cicli sedimentari nella zona terrazzata di Villa S. Giovanni (Reggio Calabria). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, S. A., **59** (1952): 63-84, 9 fig.

PATA O. (1955) — Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria Ulteriore. Giacitura-litologia-genesi-cronologia-tettonica. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, **77** (1): 59-112, 30 fig., 2 tav.

PATA O. (1956) — I rapporti stratigrafici fra il Siciliano di Cafari ed il Tirreniano di Ravagnese (Reggio Calabria). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **74** (1955) (1): 223-227, 1 fig.

PATA O. & IMBESI M. (1954) — Sul significato delle alternanze stratigrafiche del Pliocene antico nella zona di Capo Spartivento. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, S. A., **61**: 108-118, 2 fig.

PENTA F. (1933) — Studio petrografico della pegmatite di Parghelia (Catanzaro-Calabria). *Schw. Min. Petr. Mitt.*, **13** (1): 187-204.

PENTA F. (1934) — Osservazioni petrografiche sulle quarzodioriti di Nicotera, Palmi, Seminara e Bagnara. *Rdc. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli*, S. 4, **4**: 125-139.

PETERSCHMITT E. (1956) — Quelques données nouvelles sur les seismes profonds de la mer Tyrrhenienne. *Ann. Geofis.*, **9** (3): 303-334, 5 fig.

PETERSCHMITT E. (1972) — Le seisme du 21 Août 1971 et la seismicité de la Mer Tyrrhenienne. (In stampa).

PHILIPPSON A. (1925) — Das fernste Italien. Leipzig 1925.

PICARRETA G. (1972) — Presenza di lawsonite e di pumpellyite negli scisti verdi affioranti tra il M. Reventino e Falerna (Calabria). *Period. Miner.*, **41** (1): 153-161, 2 fig.

PICARRETA G. & ZIRPOLI G. (1969 a) — Osservazioni geologico-petrografiche nella zona di M. Reventino (Calabria); *Rdc. Soc. Ital. Mineral. Petr.*, **25**: 121-144, 2 fig., 1 tab., 4 tav.

PICARRETA G. & ZIRPOLI G. (1969 b) — Le rocce verdi del M. Reventino (Calabria). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **88**: 469-488, 9 fig., 2 tab.

PICARRETA G. & ZIRPOLI G. (1970) — Contributo alla conoscenza delle metamorfiti comprese fra Martirano e Falerna (Calabria). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **89**: 113-114, 12 fig., 4 tab.

QUITZOW H. W. (1935 a) — Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Mt. Phys. Kl.*, S. 3, (13): 63-179, 33 fig., 5 tav.

QUITZOW H. W. (1935 b) — Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteinen in der Trias von Nordkalabrien. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl., Fachgr. IV*, N. S., **1** (9): 83-118, 4 fig., 5 tab.

REGIONE SICILIANA (1961) — Piano di studi sullo Stretto di Messina per il collegamento della Sicilia con la Calabria. I. Ricerche geologiche. 66 p., 32 fig., 2 tav., I.R.E.S., Palermo.

RINELLI G. (1965) — Esperienze di lisciviazione per percolazione su minerali uraniferi dell'Altipiano Silano. *Simp. probl. geo-min. sardi, Iglesias 1965*: 25 p., 12 fig., C.N.E.N., Roma.

RITSEMA A R. (1969) — Seismo-tectonic implications of a review of European earthquake mechanisms. *Geol. Rdsch.*, **59** (1): 36-56, 12 fig.

RITSEMA A. R. (1970) — On the origin of the Western Mediterranean sea basin. *Tectonophysics*, **10** (5/6): 609-623.

RITTMANN A. (1946) — Sull'esistenza di colate riolitiche post-alpine in Sila. *Rdc. Acc. Naz. Lincei*, S. 8, **1** (11): 1206-1207.

RIUSCETTI M. & SCHICK R. (1972) — Seismotectonics of South Italian Apennines. (In preparazione).

RODA C. (1964 a) — Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese. *Geol. Romana*, **3**: 319-366, 2 fig., 4 tav.

RODA C. (1964 b) — Il Membro di Barretta della Molassa di Scandale (Pliocene medio-superiore del Bacino Crotonese). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **83** (3): 335-347, 3 fig., 2 tav.

RODA C. (1965 a) — Geologia della tavoletta Belvedere di Spinello (Prov. Catanzaro, F. 237, I-SE). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **84** (2): 159-285, 41 fig., 4 tab., 2 tav.

RODA C. (1965 b) — Il calcare portlandiano a Dasycladacee di M. Mutolo (Reggio Calabria). *Geol. Romana*, **4**: 259-290, 32 fig., 5 tab.

RODA C. (1965 c) — La sezione pliocenica di Barretta (Bacino Crotonese-Calabria). *Riv. Ital. Paleont.*, **71** (2): 605-660, 13 fig., 8 tab.

RODA C. (1965 d) — Studio granulometrico della barra sabbiosa mediopliocenica di M. Pedalacci (Bacino Crotonese). *Ric. Scientif., Rdc. A*, **8** (5): 1169-1215, 36 fig., 2 tab.

RODA C. (1966) — Nuove conoscenze sulla trasgressione mediopliocenica. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 4, **8** (9): 705-716.

RODA C. (1967 a) — I sedimenti neogenici autoctoni ed alloctoni della zona di Cirò-Cariati (Catanzaro e Cosenza). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **6** (2): 137-149, 5 fig., 1 tav.

RODA C. (1967 b) — I sedimenti del ciclo plio-pleistocenico nel versante ionico della Sila, tra Rossano e Botricello. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, S. 6, **18** (Suppl. Sc. Geol.): 237-245, 1 fig.

RODA C. (1970) — I depositi pliocenici della regione costiera ionica dell'Italia meridionale. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 4, **10** (5): 364-378.

RODA C. (1971) — I depositi miocenici della Calabria. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 4, **10** (6): 531-539.

ROMAGNOLI L. (1969) — Osservazioni geologiche e geomorfologiche sull'Aspromonte (Calabria). Considerazioni preliminari sull'erosione e la conservazione del suolo. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **88** (1): 245-266, 13 fig.

ROMEO M. (1967) — Stratigrafia micropaleontologica del Messiniano di Rossano (Cosenza). *Palaeont. Ital.*, **63**: 1-74, 16 fig., 4 tav.

ROMEO M. (1969) — Stratigrafia e microfaune del Miocene di M. Giammoia presso Gela (Caltanissetta). *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 7, **1** (Suppl. Sc. Geol.): 239-345, 4 fig., 2 tab., 10 tav.

RUGGIERI G. (1942) — Terrazzi quaternari e faune siciliane nel Golfo di Squillace. *Giorn. Geologia*, S. 2, **16**: 5-16, 1 fig., 1 tab.

RUGGIERI G. (1949) — Il terrazzo marino presiciliano della Penisola di Crotone. *Giorn. Geologia*, S. 2, **20** (1948): 39-62, 3 fig.

RUGGIERI G. (1952) — La fauna calabriana di Cosenza. *Giorn. Geologia*, S. 2, **22**: 118-127.

RUGGIERI G. (1953) — Età e faune di un terrazzo marino sulla costa ionica della Calabria. *Giorn. Geologia*, S. 2, **23**: 19-168, 3 fig., 6 tav.

RUGGIERI G. (1963) — Neotipi di ostracodi tortoniani di Benestare (Calabria). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **2** (1): 3-15, 8 fig., 1 tav.

RUGGIERI G. (1972 a) — Calabriano e Siciliano nei dintorni di Palermo. Parte I. *Riv. Min. Sicil.*, **22** (1971) (130-132): 160-171, 3 fig.

RUGGIERI G. (1972 b) — Alcune considerazioni sulla definizione del Piano Calabriano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **91** (4): 639-645.

RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1964) — *Streblus punctatogranosus* (SEG.) del Tortoniano della Calabria, neotipo. *Riv. Ital. Paleont.*, **70** (1): 131-136, 2 fig., 1 tav.

RYAN W. B. F., STANLEY D. J., HERSEY J. B., FAHLQUIST D. A. & ALLAN T. D (1970) — The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. *The Sea*, **4** (2): 387-492, 39 fig., Wiley-Interscience.

SACCO F. (1946) — Schema geologico della Calabria. *L'Universo*, **26** (3): 141-165.

SALMOIRAGHI F. (1886) — Terrazzi quaternari sul litorale tirreno della Calabria Citra. *Boll. R. Com. Geol. d'Italia*, **17**: 281-316.

SALOMON W. (1925 — Magmatische Hebungen (Mit besonderer Berücksichtgung von Calabrien). *Sitzber. Heidelb. Akad. Wiss., Math. nat. Kl.*, **25** (11): 28 p., 1 fig.

SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) — Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. *Giorn. Geologia*, S. 2, **29** (1960-61): 159-302, 1 tab., 52 tav.

SCANDONE P. (1968) — Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **76** (1967): 1-175, 68 fig., 17 tav.

SCANDONE P. (1971) — Mesozoico trasgressivo nella Catena Costiera della Calabria. *Atti Acc. Pontan. Napoli*, N. S., **20** (1970): 387-396, 4 fig.

SCANDONE P. & LIRER L. (1966) — Segnalazione di un livello piroclastico nel Pleistocene superiore della costiera calabra e silentina. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **75**: 201-204, 1 tav.

SCARASCIA S. & COLOMBI B. (1971) — Interpretazione preliminare del profilo sismico a rifrazione profonda in Calabria. *C.N.R., Lab. Geofis. Litosf. Milano*: 35 p., 3 tab., 9 fig.

SCHICK R. (1972) — Erdbeben als Ausdruck spontaner Tektonik. *Geol. Rdsch.*, **61** (3): 896-914, 10 fig.

SCICLI A. (1955) — I giacimenti solfiferi della Calabria. 163 p., 8 fig., 10 tav., Cappelli, Bologna.

SCHMIDT W. (1932) — Tektonik und Verformungslehre. 208 p., 49 fig., Geb. Borntraeger, Berlin.

SEGRE A. G. (1961) — Rilievo magnetico dell'Italia meridionale. Parte 2ª. Considerazioni sull'interpretazione geologica del campo geomagnetico regionale dell'Italia meridionale. *Boll. Geofis.*, **3** (12): 353-366, 5 fig.

SEGUENZA G. (1879) — Le formazioni terziarie della provincia di Reggio (Calabria). *Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. R. Acc. Lincei*, S. 3, **6**: 416 p., 17 tav.

SELLI R. (1958) — Sulla trasgressione del Pliocene nell'Italia meridionale. *Giorn. Geologia*, S. 2, **26** (1954-55): 1-54, 2 tab., 9 tav.

SELLI R. (1960) — Il Messiniano Mayer-Eimar 1867. Proposta di un neostratotipo. *Giorn. Geologia*, S. 2, **28**: 1-33, 2 fig.

SELLI R. (1962 a) — Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Jonien de la péninsule italienne. *Quaternaria*, **6**: 391-413, 4 fig., 1 tav.

SELLI R. (1962 b) — Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **3**: 737-789, 1 tav.

SELLI R. (1967 a) — The Plio-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies. *Progr. in Oceanogr.*, **4**: 67-86, 1 fig., 2 tab., Pergamon Press, Oxford.

SELLI R. (1967 b) — Calabriano. *I.U.G.S. Comm. Stratigr., Comm. Medit. Neog. Stratigr., Medit. Neog. Stages, St. Stratotypes*: 30-38.

SELLI R. (1970) — Ricerche geologiche preliminari nel Mar Tirreno. XIII. Discussione dei risultati e conclusioni. *Giorn. Geologia*, S. 2, **37** (1): 201-250, 11 fig.

SELLI R. (1971) — Calabrian. *Giorn. Geologia*, S. 2, **37** (2), 55-64, 2 fig.

SELLI R. & FABBRI A. (1971) — Tyrrhenian: a Pliocene deep sea. *Rdc. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat.*, S. 8, **50** (5): 104-116, 4 fig.

SESTINI A. (1930) — La Piana di Sibari. *Atti XI Congr. Geogr. Ital.*, **2**: 124-131.

SESTINI A. (1932) — Uno studio geomorfologico sull'Aspromonte. *Boll. R. Soc. Geogr. Ital.*, 74-76.

SIGNORINI R. (1942) — Cenni sulla formazione gessoso-solfifera nel bacino del Neto in Calabria. *Rdc. R. Acc. Sc. Fis. Mat. Soc. Napoli*, S. 4, **12**: 1-16.

SINNO R. (1968) — Le miniere di ferro di Pazzano (Calabria). *Atti Acc. Pontan. Napoli*, N. S., **17**, 36 p., 2 fig., 4 tab., 6 tav.

SMITH A. G. (1971) — Continental drift. *In*: *Understanding the Earth*, Artemis Press, Sussex: 213-231, 19 fig.

SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) — 59ª adunanza estiva, Calabria-Basilicata, 6-12 ottobre 1957. Guida alle escursioni. 123 p., 19 fig., Tipografia Pio X, Roma.

SPADEA P. (1968) — Pillow-lavas nei terreni alloctoni dell'Appennino lucano. *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **20**: 105-142, 2 fig., 5 tav.

SPROVIERI R., D'AGOSTINO S. & DI STEFANO E. (1972) — Giacitura del Calabriano nei dintorni di Catanzaro. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, (in stampa).

STEINMANN G. (1926) — Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. *Congr. Géol. Int., C.R. XIV Sess.*, (2): 637-668.

STURANI C. (1968) — Il Giurese del Massiccio Calabro-Peloritano. *Geologia dell'Italia, Vol. Celebr. Cent. Comit. Geol. It.* (in stampa).

SUESS F. E. (1874) — Die Erdbeben in südlichen Italien. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl.*, **34**: 1-32.

TADDEI RUGGIERO E. (1968) — Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania). Studio paleontologico e statistico. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **77**, 349-392.

TEICHMUELLER R. & QUITZOW H. W. (1935) — Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl.*, S. 3, (13): 181-186, 2 fig.

TORALDO DI FRANCIA O. (1937) — La penisola calabrese. *L'Universo*, **18** (3): 189-198; (4): 293-305, 8 tav.

TREVISAN L. (1935) — Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. *Atti Soc. Tosc. Sc. Natur., Mem.*, S. A., **62** (1): 1-30, 7 fig.

TREVISAN L. (1960) — Elementi di Geologia. 4ª Ed., 406 p., 198 fig., 1 tav., Vallerini, Pisa.

TRUILLET R. (1968) — Étude géologique des Péloritains orientaux (Sicile). Thèse Fac. Sc. Paris, 2 vol., 547 p., 117 fig.

TURNER F. J. & VERHOOGEN J. (1960) — Igneous and metamorphic petrology. 2ª Ed., 694 p., 117 fig., 36 tab., Mac Graw Hill Co, New York.

UGOLINI R. (1911) — Kinzigite di Monteleone Calabro. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, **27**: 55-62.

VALLARIO A. (1964) — Caratteristiche petrografiche e tecniche di alcune calcareniti plio-quaternarie della Piana di S. Eufemia (Calabria). *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **72**: 45-63, 1 fig., 11 tab., 2 tav.

VALLARIO A. (1967) — Studio idrogeologico delle acque termominerali delle Terme Luigiane in provincia di Cosenza. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **76**: 149-184, 8 fig., 3 tab., 1 tav.

VALLARIO A. & DE MEDICI G. B. (1967) — Contributo alla conoscenza stratigrafica della Calabria settentrionale. I. La serie del Colle Trodo. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **86** (2): 233-252, 15 fig.

VECCHIA O. (1954) — Lineamenti geofisici e geologia profonda nella Sicilia ed aree circostanti. *Riv. Geofis. Appl.*, **15** (1): 15-46, 9 fig.

VEZZANI L. (1966) — La sezione tortoniana di Perosa sul Fiume Sinni presso Episcopia (Potenza). *Geol. Romana*, **5**: 263-280, 18 fig., 1 tav.

VEZZANI L. (1967 a) — Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza). *Geol. Romana*, **6**: 87-120, 19 fig., 1 tav.

VEZZANI L. (1967 b) — Osservazioni sul bacino lacustre del F. Mèrcure. *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **20**, 28-84.

VEZZANI L. (1968 a) — I terreni plio-pleistoceniic del Basso Crati (Cosenza). *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **20**, 28-84, 2 fig., 6 tav.

VEZZANI L. (1968 b) — Distribuzione, facies e stratigrafia della formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Jonio ed il Torrente Frido. *Geol. Romana*, **7**, 229-275, 43 fig.

VEZZANI L. (1968 c) — Studio stratigrafico della formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano. *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **20**: 189-222, 14 fig., 8 tav.

VEZZANI L. (1968 d) — Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e S. Lorenzo Bellizzi. *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **19** (Suppl. Sc. Geol.): 104-144, 15 fig., 6 tav.

VEZZANI L. (1968 e) — La formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania). *Geol. Romana*, **8**: 129-176, 42 fig.

VEZZANI L. (1968 f) — Geologia della tavoletta Castronuovo di S. Andrea (Prov. di Potenza, F. 211, IV - SE). *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **19** (Suppl. Sc. Geol.): 9-108, 23 fig., 12 tav.

VEZZANI L. (1970) — Le ofioliti della zona tra Castelluccio Inferiore e S. Severino Lucano (Potenza). *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 7, **2**: 1-49, 12 fig., 7 tav.

VEZZANI L. (1972 a) — Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in the Molise-Daunia-Lucania Apennines. *In* OGNIBEN *et al.*, *Structural Model of Italy*, C.N.R., Roma (in stampa).

VEZZANI L. (1972 b) — L'Appennino siculo-calabro-lucano. *Conv. Mod. Vedute Geol. Appenn.*, Acc. Naz. Lincei, Roma (in stampa).

VIALON P. (1966) — Étude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes Cottiennes internes, Italie. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grénoble, Mém.*, **4**.

VIGHI L. (1947 a) — Su due lenti carbonatiche metamorfiche delle valli del Busento e dello Jassa. *Atti Fond. Polit. Mezz. Napoli*, **3** (6): 1-25.

VIGHI L. (1947 b) — Sul metamorfismo di due lenti carbonatiche delle valli del Busento e dello Jassa. *Rdc. Acc. Naz. Lincei*, S. 8, **2**: 812-815.

VIGHI L. (1947-48) — Studio di un'area mineralizzata a baritina e solfuri vari sulla sponda sinistra della Fiumarella, di Catanzaro in Calabria. *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **1**: 113-133, 4 fig.

VIGHI L. (1948-49 a) — Mineralizzazioni a solfuri misti e ad ossidi di ferro nel bordo orientale della Serra S. Bruno, in Calabria. *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **2**: 37-74, 10 fig., 1 tav.

VIGHI L. (1948-49 b) — Contributo alla petrografia delle plutoniti della Sila e della Serra S. Bruno, in Calabria. *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **2**: 119-134, 2 tav.

VIGHI L. (1953) — Sulla geologia e sulle mineralizzazioni metallifere della regione di Longobucco in Calabria. *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **5** (3): 61 p., 2 fig., 1 tab., 7 tav.

WEIDMANN M. (1967) — Petite contribution à la connaissance du flysch. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **69** (324): 6 p., 1 fig.

WEPFER E. (1922) — Beiträge zur geologischen Geschichte der südlichen Apenninhalbinsel seit dem Pliozän. *N. Jb. f. Min., Beilagebd.*, **46**: 382-429.

WINKLER H. G. F. (1965) — Petrogenesis of metamorphic rocks. 220 p., 40 f., 13 tab., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

ZACCARA G. (1959) — Carta gravimetrica - Rilievo della Calabria. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, **80** (2-3): 209-213, 1 tav.

ZACCARA G. & MAINO A. (1958) — Carta gravimetrica d'Italia. Rilievo della Campania, del Lazio e dell'Abruzzo occidentale. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, **79** (1-2): 479-488, 4 tav.

INDICE DELLE ILLUSTRAZIONI

FIG. 30 — Serie triassica metamorfica della zona di Acquaformosa secondo QUITZOW (1935 a).
— Metamorphic Triassic series in the Acquaformosa area according to QUITZOW (1935 a).

FIG. 31 — Sezione del Trias metamorfico (Anisico superiore-Ladinico) a W di Lungro secondo BOUSQUET (1971).
— Stratigraphic section of metamorphic Triassic terrains (Upper Anisian-Ladinian) W of Lungro according to BOUSQUET (1971).

FIG. 32 — Successione di loc. Palmentello presso Terme Luigiane Lido secondo SCANDONE (1971).
— The sequence at Palmentello near Terme Luigiane Lido according to SCANDONE (1971).

FIG. 33 — Le finestre panormidi da Sangineto a Nicastro, dalla Carta Geologica al 25.000.
— Panormide windows from Sangineto to Nicastro, from the 1:25.000 Geological Map of Calabria.

FIG. 34 — Sezioni stratigrafiche nella Formazione del Frido, da VEZZANI (1968 e).
— Stratigraphic sections in the Frido Formation, from VEZZANI (1968 e).

FIG. 35 — Successione stratigrafica schematica del Complesso Liguride, da OGNIBEN (1969).
— Schematic stratigraphic sequence of Liguride Complex, from OGNIBEN (1969).

FIG. 36 — Successione stratigrafica nella Calabria nord-occidentale secondo DAMIANI (1970 a).
— Stratigraphic sequence in NW Calabria according to DAMIANI (1970 a).

FIG. 37 — Carta tettonica dello « hiatus di Sangineto » secondo BOUSQUET (1962).
— Tectonic map of the « Sangineto hiatus » according to BOUSQUET (1962).

FIG. 38 — Carta dello « hiatus di Sangineto » secondo GLANGEAUD, GRANDJACQUET, BOUSQUET & AFCHAIN (1962).
— Map of « Sangineto hiatus » according to GLANGEAUD, GRANDJACQUET, BOUSQUET & AFCHAIN (1962).

FIG. 39 — Distribuzione delle rocce eruttive basiche secondo BOUSQUET (1961 a).
— Location of basic eruptiva according to BOUSQUET (1961 a).

FIG. 40 — Affioramenti di diabasi-porfiriti a Mezzana secondo BOUSQUET (1963 a).
— Diabase-porphyrite outcrops at Mezzana according to BOUSQUET (1963 a).

FIG. 41 — Successione sedimentaria comprendente le diabasi-porfiriti secondo BOUSQUET (1963 b).
— Sedimentary sequence comprising the diabase-porphyrites according to BOUSQUET (1963 b).

FIG. 42 — Cartina schematica della Calabria settentrionale secondo BOUSQUET (1963 b).
— Schematic map of northern Calabria according to BOUSQUET (1963 b).

FIG. 43 — Successione schematica delle rocce verdi e del « flysch a quarziti » secondo BOUSQUET (1964).
— Schematic sequence of the greenstones and the « quartzite flysch » according to BOUSQUET (1964).

FIG. 44 — La successione del flysch calabro-lucano secondo BOUSQUET (1972).
— Sequence of the calabro-lucanian flysch according to BOUSQUET (1972).

FIG. 45 — Contatti tra il « flysch a quarziti » e l'autoctono nord-calabrese secondo GRANDJACQUET (1961 b).
— Contacts between « quartzite flysch » and northern Calabria autochtonous terrains according to GRANDJACQUET (1961 b).

FIG. 46 — Sezione sottile in una piega orientata N 140° con scistosità di taglio nel piano assiale, in un calcare argilloso microbrecciato a Nummuliti, Orbitoidi e forse Miogipsine, secondo GRANDJACQUET (1967).
— Thin section in a N 140° oriented fold with axial shear planes, in a shaly microbrecciated limestone with *Nummulites*, *Orbitoides* and perhaps *Miogypsina*.

FIG. 47 — Struttura della Sila secondo DUBOIS & GLANGEAUD (1965).
— Structure of the Sila according to DUBOIS & GLANGEAUD (1965).

FIG. 48 — Rapporti fra granito e filladi fra Catanzaro e Cicala secondo DUBOIS (1965).
— Relations between granite and phyllites in the Catanzaro-Cicala area according to DUBOIS (1965).

FIG. 49 — L'asse granitico Catanzaro-Aiello Càlabro secondo DUBOIS (1966 b).
— The granitic Catanzaro-Aiello Calabro axis according to DUBOIS (1966 b).

FIG. 50 — Distribuzione dei graniti, delle dioriti (Palmi) e loro lembi minori in Calabria secondo DUBOIS (1967 b).
— Distribution of granites, diorites (Palmi) and related minor outcrops in Calabria according to DUBOIS (1967 b).

FIG. 51 — Schema strutturale della Calabria in una sezione NS semplificata, lungo il suo fianco occidentale, secondo DUBOIS (1969 a).
— Structural scheme of Calabria in a simplified NS section along its western flank according to DUBOIS (1969 a).

FIG. 52 — Le falde del Cristallino calabrese sovrascorse sull'Appennino meridionale secondo DUBOIS (1969 c).
— Calabrese Crystalline nappes overriden on South Apennine according to DUBOIS (1969 c).

FIG. 53 — L'ossatura cristallina premesozoica dell'arco calabro-siciliano secondo DUBOIS (1971 a).
— Crystalline pre-Mesozoic framework of the Calabrese-Sicilian arc according to DUBOIS (1971 a).

FIG. 54 — Schema delle relazioni strutturali tra le varie unità dell'Appennino Calabro-Lucano secondo DIETRICH & SCANDONE (1972).
— Scheme of structural relationships among the tectonic units of Calabrese-Lucanian Apennines according to DIETRICH & SCANDONE (1972).

FIG. 55 — Cartina della zona di M. Reventino secondo PICARRETA & ZIRPOLI (1969 a).
— Schematic map of Mt. Reventino area according to PICARRETA & ZIRPOLI (1969 a).

FIG. 56 — Diagramma al-alc secondo NIGGLI *et al.*, di quattro campioni di scisti verdi listati presso Falerna, da PICARRETA & ZIRPOLI (1970).
— Al-alc diagram according to NIGGLI *et al.*, of four greenstone probes collected near Falerna, from PICARRETA & ZIRPOLI (1970).

FIG. 57 — Cartina della zona di Gimigliano secondo COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970).
— Schematic map of the Gimigliano area according to COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1970).

FIG. 58 — Carta d'insieme della Calabria settentrionale secondo HOFFMANN (1970).
— Ensemble map of northern Calabria according to HOFFMANN (1970).

FIG. 59 — Sviluppo delle paragenesi delle rocce calabresi, rappresentato mediante tetraedri delle concentrazioni secondo HOFFMANN (1970).
— Paragenesis development in Calabrese rocks, represented by means of concentration tetrahedrons, according to HOFFMANN (1970).

FIG. 60 — Condizioni fisiche della metamorfosi delle orto-metabasiti calabresi secondo HOFFMANN (1970). Area nord fino a Diamante-Spezzano Albanese, area Sud da Sangineto a Paola.
— Physical metamorphism conditions of calabrese ortho-metabasites according to HOFFMANN (1970). North area down to Diamante-Spezzano Albanese, South area between Sangineto and Paola.

FIG. 61 — Colonna tettonostratigrafica schematica dell'area di Fuscaldo secondo DE ROEVER E.W.F. (1972).
— Schematic tectonostratigraphic column of the Fuscaldo area according to DE ROEVER E.W.F. (1972).

FIG. 62 — Lineazioni ed assi di pieghe nella zona di Fuscaldo, secondo DE ROEVER E.W.F. (1972). Proiezioni equiareali nell'emisfero inferiore.
— Lineations and fold-axes in the Fuscaldo area according to DE ROEVER E.W.F. (1972). Equal area proiections on the lower hemisphere.

FIG. 63 — Relazioni fra i minerali metamorfici delle metabasiti e le fasi di deformazione secondo DE ROEVER E.W.F. (1972).
— Relations between metamorphic minerals in the metabasites and the deformation phases according to DE ROEVER E.W.F. (1972).

FIG. 64 — Rappresentazione schematica delle condizioni di p-t durante il metamorfismo a più facies delle metabasiti secondo DE ROEVER E.W.F. (1972).
— Schematic representation of the p-t conditions during the plurifacial metamorphism in the metabasites according to DE ROEVER E.W.F. (1972).

FIG. 65 — Zone metamorfiche nelle metabasiti e rocce corrispondenti in NW-Calabria e S-Lucania secondo DE ROEVER E.W.F. (1972).
— Metamorphic zones in metabasites and corresponding rocks, NW-Calabria and S-Lucania, according to DE ROEVER E.W.F. (1972).

FIG. 66 — Rappresentazione schematica delle condizioni del metamorfismo di alta pressione nelle varie zone metamorfiche calabro-lucane secondo DE ROEVER E.W.F. (1972).
— Schematic representation of the high-pressure metamorphism conditions in the different zones of Calabria-Lucania according to DE ROEVER E.W.F. (1972).

FIG. 67 — Faglia di accavallamento di filladi premesozoiche (fi) ed anageniti ed arenarie liassiche (an, ar) su sedimenti del Lias superiore (ac), di fronte al Castelluccio sulla riva sinistra del Trionto secondo VIGHI (1953).
— Inverse fault with pre-Mesozoic phyllites (fi) and Liassic anagenites and sandstones (an, ar) riding over Upper Liassic sediments at Castelluccio on the left bank of Trionto River according to VIGHI (1953).

FIG. 68 — Sezioni trasversali nelle valli del Trionto e dell'Ortiano secondo MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64).
— Tranverse sections in the Trionto and Ortiano valleys according to MAGRI, SIDOTI & SPADA (1963-64).

FIG. 69 — Interpretazione delle strutture erciniche dell'assieme calabro-peloritano secondo DUBOIS (1971 a).
— Interpretation of Hercynian structures of Calabria-Peloritani according to DUBOIS (1971 a).

FIG. 70 — Schema geologico della regione di Rossano, con indicazione del probabile riscoprimento della Falda dell'Aspromonte sulla Falda di Longi, e dell'intercalazione tettonica in quest'ultima della lama granitica del T. Colognati.
— Geological scheme of Rossano area, indicative of the likely overthrust of Aspromonte Nappe above Longi Nappe, and of the granitic Colognati River scale tectonically intercalated in the latter.

FIG. 71 — Strutture tettoniche nella Sila settentrionale secondo DUBOIS (1966 d).
— Tectonic structures in northern Sila according to DUBOIS (1966 d).

FIG. 72 — Cartina del bordo orientale edlla Serra S. Bruno secondo VIGHI (1948-49).
— Schematic map of the eastern margin of Serra S. Bruno according to VIGHI (1948-49).

FIG. 73 — Carta geologica del Cristallino della Calabria meridionale secondo BONFIGLIO (1963).
— Geological map of southern Calabria basement according to BONFIGLIO (1963).

FIG. 74 — Cartina dell'area di Palizzi-Capo Spartivento secondo GUZZETTA (1964).
— Schematic map of the Palizzi-Cape Spartivento area according to GUZZETTA (1964).

FIG. 75 — Colonne litologiche del calcare supragiurassico di M. Mùtolo secondo RODA (1965 b).
— Lithologic columns of the Upper Jurassic Mt. Mutolo limestone according to RODA (1965 b).

FIG. 76 — Schema geologico della zonaSideroni -Capo San Giovanni secondo AFCHAIN (1968).
— Geological scheme of the Sideroni-Capo San Giovanni area according to AFCHAIN (1968).

FIG. 77 — Reperti di fossili devoniani presso Stilo secondo GOERLER & IBBEKEN (1970).
— Findings of Devonian fossils near Stilo according to GOERLER & IBBEKEN (1970).

FIG. 78 — Schema geologico della zona di Tiriolo secondo BROSSÈ (1968).
— Geological scheme of the Tiriolo area according to BROSSÈ (1968).

FIG. 79 — Sezione schematica del contatto granito-scisti al km. 6 della Statale Pazzano-Serra S. Bruno secondo IPPOLITO (1948-49).
— Schematic section of the granite - schists contact at km. 6 on the road Pazzano-Serra S. Bruno according to IPPOLITO (1948-49).

FIG. 80 — Tipi di contatto granito-filladi sul bordo orientale della Serra S. Bruno secondo VIGHI (1948-49).
— Granite-phyllites contact types on the eastern margin of Serra S. Bruno according to VIGHI (1948-49).

FIG. 81 — Profili geologici della zona del Vallone Colella (Fiumara Amendolea) secondo MELIDORO & GUERRICCHIO (1969).
— Geological profiles in the Vallone Colella area (Amendolea River) according to MELIDORO & GUERRICCHIO (1969).

FIG. 82 — Profili geologici presso Gimigliano secondo COTECCHIA & MELIDORO (1966).
— Geological profiles near Gimigliano according to COTECCHIA & MELIDORO (1966).

FIG. 83 — Cartina della zona di Castagna secondo DUBOIS (1966 c).
— Schematic map of the Castagna area according to DUBOIS (1966 c).

FIG. 84 — Profilo geologico Miglierina-Gimigliano-S. Giovanni secondo BONFIGLIO (1966).
— Geological profile Miglierina-Gimigliano-S. Giovanni according to BONFIGLIO (1966).

FIG. 85 — Finestra di Montebello Iònico (Reggio Calabria) secondo AFCHAIN (1969).
— Montebello Ionico window near Reggio Calabria according to AFCHAIN (1969).

FIG. 86 — Lembo di ricoprimento a NNE di Intavolata secondo IPPOLITO (1948-49).
— Overthrust klippe NNE of Intavolata according to IPPOLITO (1948-49).

FIG. 87 — Finestra di Pedace ad E di Cosenza secondo IPPOLITO (1948-49).
— Pedace window E of Cosenza according to IPPOLITO (1948-49).

FIG. 88 — Scheme tettonico della Calabria secondo IPPOLITO (1948-49).
— Tectonic schema of Calabria according to IPPOLITO (1948-49).

FIG. 89 — Ubicazione di tipi petrografici nella zona del Lago Arvo da BERTOLANI (1959).
— Location of petrographic types in Lake Arvo area from BERTOLANI (1959).

FIG. 90 — Sezione dell'aureola di contatto del granito della *Sila* e principali aspetti delle relative microstrutture secondo DUBOIS (1967 a).
— Section in contact halo of the Sila granite, and main features of related microstructures according to DUBOIS (1967 a).

FIG. 91 — Diagramma Q-A-P secondo STRECKEISEN per le plutoniti del versante meridionale di M. Poro, da AMODIO MORELLI & ZIRPOLI (1969).
— Q-A-P diagram after STRECKEISEN for plutonites of the southern Mt. Poro slope, from AMODIO MORELLI & ZIRPOLI (1969).

FIG. 92 — Cartina dei dintorni di Rovale nella Sila secondo DE FINO & LA VOLPE (1970).
— Schematic map of Rovale area in the Sila according to DE FINO & LA VOLPE (1970).

FIG. 93 — Cartina dell'entroterra del Golfo di Squillace secondo LORENZONI & PAGLIONICO (1970).
— Schematic map of the Squillace Gulf area according to LORENZONI & PAGLIONICO (1970).

FIG. 94 — Diagramma Q-A-P secondo STRECKEISEN per le plutoniti del Golfo di Squillace, da LORENZONI & PAGLIONICO (1970).
— Q-A-P diagram after STRECKEISEN for Squillace Gulf plutonites, from LORENZONI & PAGLIONICO (1970).

FIG. 95 — La ripresa del basamento preercinico da parte del metamorfismo ercinico nell'arco calabro-siciliano secondo DUBOIS (1971 b).
— Retaking of pre-Hercynian basement by the Hercynian metamorphism in the Calabro-Sicilian arc according to DUBOIS (1971 b).

FIG. 96 — Affioramento dioritico-gneissico di Bagnara-Palmi, dalla Carta Geologica della Calabria al 25.000.
— Dioritic-gneissic outcrop of Bagnara-Palmi, from the 1:25.000 Geological Map of Calabria.

FIG. 97 — Possibile struttura a scaglie dell'Aspromonte, dalla Carta Geologica della Calabria al 25.000.
— Possible multiple overthrust structure of the Aspromonte, from the 1:25.000 Geological Map of Calabria.

FIG. 98 — Cartina geologica da Stilo a Capo dell'Armi, da PATA (1955).
— Schematic geological map from Stilo to Cape dell'Armi, from PATA (1955).

FIG. 99 — Profili schematici nella zona di Agnana-Antonimina secondo NICOTERA & SIDOTI (1963).
— Schematic profiles in the Agnana-Antonimina area according to NICOTERA & SIDOTI (1963).

FIG. 100 — Sezioni stratigrafiche nella zona di Palizzi secondo GUZZETTA (1964).
— Stratigraphic sections in the Palizzi area according to GUZZETTA (1964).

FIG. 101 — Profilo geologico della Fiumara di Antonimina secondo AFCHAIN (1966).
— Geological profile of the Fiumara di Antonimina according to AFCHAIN (1966).

FIG. 102 — Le tre falde cristalline calabresi al di sopra delle finestre appenniniche fra il versante SW della Sila e la fossa di Catanzaro secondo DUBOIS (1970).
— The three crystalline nappes of Calabria overlying the Apenninic windows between the SW Sila slope and the Catanzaro trough according to DUBOIS (1970).

FIG. 103 — Profili nella zona di Stilo secondo BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971).
— Profiles in the Stilo area according to BONARDI, PESCATORE, SCANDONE & TORRE (1971).

FIG. 104 — Profilo lungo la mulattiera da Ferruzzano a Casalnuovo secondo AFCHAIN (1967 b).
— Profile along the Ferruzzano-Casalnuovo mule-track according to AFCHAIN (1967 b).

FIG. 105 — Sezione stratigrafica di Gagliano secondo AMORE (1969).
— Gagliano stratigraphic section according to AMORE (1969).

FIG. 106 — Sezione stratigrafica di M. Giammoia secondo ROMEO (1969).
— Mt. Giammoia stratigraphic section according to ROMEO (1969).

FIG. 107 — Sezione stratigrafica di Perosa secondo VEZZANI (1966).
— Perosa stratigraphic section according to VEZZANI (1966).

FIG. 108 — Sezione stratigrafica di Oriolo secondo VEZZANI (1967 a).
— Oriolo stratigraphic section according to VEZZANI (1967 a).

FIG. 109 — Sezione stratigrafica schematica del Complesso Ex-basale in Lucania secondo OGNIBEN (1969).
— Schematic stratigraphic section of Ex-basal Complex in Lucania according to OGNIBEN (1969).

FIG. 110 — Profilo geologico nella zona di Cropalati secondo FUCINI (1896).
— Geological profile in the Cropalati area according to FUCINI (1896).

FIG. 111 — Quaternario marino antico sul Torrente S. Agata presso Reggio Calabria secondo DE STEFANO (1899 c).
— Ancient marine Pleistocene on S. Agata River near Reggio Calabria according to DE STEFANO (1899 c).

FIG. 112 — Quaternario marino più recente a Morrocu presso Reggio Calabria secondo DE STEFANO (1899 c).
— Younger marine Pleistocene at Morrocu near Reggio Calabria according to DE STEFANO (1899 c).

FIG. 113 — Rapporto fra quota media e larghezza media (scala 1/10 rispetto alle quote) dei terrazzi dell'Aspromonte secondo CORTESE (1909 b), con le larghezze supposte proporzionali alla durata dell'erosione marina.
— Middle altitudes versus middle widths (scale 1/10 of that of altitudes) of Aspromonte terraces according to CORTESE (1909 b). Widths are supposed to be proportional to duration of marine erosion.

FIG. 114 — Schema del ciclo sedimentario pliocenico e dei successivi cicli quaternari secondo GIGNOUX (1913).
— Scheme of the Pliocene sedimentary cycle and of following Quaternary cycles according to GIGNOUX (1913).

FIG. 115 — Schema della ripartizione delle specie caratteristiche nelle diverse zone del Pliocene e del Quaternario secondo GIGNOUX (1913).
— Distribution scheme of significant species among the different Pliocene and Quaternary zones according to GIGNOUX (1913).

FIG. 116 — Sezione di Caraffa di Catanzaro secondo GIGNOUX (1913).
— Caraffa di Catanzaro section according to GIGNOUX.

FIG. 117 — Sezione di S. Maria di Catanzaro secondo GIGNOUX (1913).
— S. Maria di Catanzaro section according to GIGNOUX (1913).

FIG. 118 — Sezione di Garace secondo GIGNOUX (1913).
— Gerace section according to GIGNOUX (1913).

FIG. 119 — Sezione di Monasterace secondo GIGNOUX (1913).
— Monasterace section according to GIGNOUX (1913).

FIG. 120 — Contatto di faglia tra Pliocene e Cristallino al castello di Monteleone (Vibo Valentia) secondo GIGNOUX (1913).
— Fault contact between Pliocene and Crystalline terrains at Monteleone Castle (Vibo Valentia) according to GIGNOUX (1913).

Fig. 153 — Sezione stratigrafica di Barretta (Crotone) secondo Roda 1965 c).
— Barretta (Crotone) stratigraphic section according to Roda (1965 c).

Fig. 154 — Stereogramma strutturale della tavoletta Belvedere Spinello (F. 237, I — SE) secondo Roda (1965 a).
— Structural block-diagram of Belvedere Spinello quadrangle (F. 237, I — SE) according to Roda (1965 a).

Fig. 155 — Cartina della zona di S. Mauro Marchesato (Crotone) secondo Di Grande (1967 a).
— Geological map of S. Mauro Marchesato (Crotone) area according to Di Grande (1967 a).

Fig. 156 — Colonne stratigrafiche delle sezioni studiate nella zona di S. Mauro Marchesato secondo Di Grande (1967 a).
— Stratigraphic columns of sections studied in S. Mauro Marchesato area according to Di Grande (1967 a).

Fig. 157 — Cartina della zona di Contrada Pantano (Crotone) secondo Di Grande (1967 b).
— Geological map of Contrada Pantano (Crotone) area according to Di Grande (1967 b).

Fig. 158 — Schema stratigrafico del Pozzo Perrotta 2 (Bacino Crotonese) secondo Crescenti (1972).
— Stratigraphic scheme of Perrotta 2 well (Crotone Basin) according to Crescenti (1972).

Fig. 159 — Cartina della zona di S. Maria di Catanzaro secondo Selli (1971).
— Schematic map of S. Maria di Catanzaro area according to Selli (1971).

Fig. 160 — Correlazione fra le sezioni di Balcom Canyon, California e di S. Maria di Catanzaro secondo Bandy & Wilcoxon (1970).
— Correlation of the Balcom Canyon section, California, with the S. Maria di Catanzaro section, according to Bandy & Wilcoxon (1970).

Fig. 161 — Sezione di regione Santoregno a Sud di Catanzaro Marina secondo Ruggeri (1942).
— Regione Santoregno section, S of Catanzaro Marina, according to Ruggieri (1942).

Fig. 162 — Cartina della Regione Santoregno secondo Ruggieri (1953).
— Schematic map of Regione Santoregno according to Ruggieri (1953).

Fig. 163 — Sezione del giacimento siciliano di Càfari (Reggio) secondo Pata (1952).
— Section of Sicilian fossiliferous deposit at Cafari (Reggio) according to Pata (1952).

Fig. 164 — Sezione di Gallina col giacimento siciliano di Càfari e quello tirreniano del Cimitero secondo Pata (1952).
— Gallina section with Sicilian deposit of Cafari and tyrrhenian deposit of the Cemetery according to Pata (1952).

Fig. 165 — Sezione del conoide di Villa S. Giovanni secondo Pata (1953).
— Section of the Villa S. Giovanni fan according to Pata (1953).

Fig. 166 — Sezioni di Contrada Càfari e del Cimitero di Gallina secondo Pata (1956).
— Contrada Cafari and Gallina Cemetery sections according to Pata (1956).

Fig. 167 — Profili longitudinali del Torrente Ferraina (1), del Torrente Aposcipo (2), della Fiumara Buonamico (3), indicativi di differente evoluzione morfologica durante il sollevamento secondo Romagnoli (1969).
— Longitudinal profiles of Ferraina Torrent (1), Aposcipo Torrent (2) and Buonamico River (3), indicative of different morphological evolution during uplift according to Romagnoli (1969).

Fig. 168 — Profili geologici nel versante settentrionale di M. Poro secondo Nicotera (1959).
— Geological profiles in North slope of Mt. Poro according to Nicotera (1959).

Fig. 169 — Sedimenti miocenici (2) giacenti trasgressivamente sul complesso degli « schistes lustrés » (1) ad E di Diamante secondo Grandjacquet (1961 a).
— Miocene sediments (2) transgressive above the « Schistes lustrés » complex (1) East of Diamante according to Grandjacquet (1961 a).

Fig. 170 — Sedimenti tirreniani e post-tirreniani presso Briàtico secondo Lirer, Pescatore & Scandone (1967).
— Tyrrhenian and post-Tyrrhenian sediments near Briatico according to Lirer, Pescatore & Scandone (1967).

Fig. 171 — Schema stratigrafico della serie pleistocenica nella zona delle Fornaci di S. Nicola presso Scalea secondo Compagnoni, Conato, Follieri & Malatesta (1968).
— Stratigraphic scheme of the Pleistocene series in Fornaci di S. Nicola area near Scalea, according to Compagnoni, Conato, Follieri & Malatesta (1968).

Fig. 172 — Profili di distribuzione media di alcuni minerali sul lato meridionale del Golfo di S. Eufemia secondo Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 a).
— Average distribution profiles of some minerals on the South side of S. Eufemia Gulf according to Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 a).

Fig. 173 — Posizione delle concentrazioni di minerali pesanti nei diversi tipi di costa del Golfo di S. Eufemia secondo Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 a).
— Position of heavy minerals concentrations in the different coast types of S. Eufemia Gulf according to Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 a).

Fig. 174 — Schema del Quaternario marino del versante jonico della Calabria secondo Selli (1962 a).
— Scheme of marine Pleistocene on the Ionian side of Calabria according to Selli (1962 a).

Fig. 175 — Terrazzi marini quaternari del Crotonese meridionale secondo Selli (1962 a).
— Pleistocene marine terraces of southern Crotone Basin according to Selli (1962 a).

Fig. 176 — Distribuzione dei depositi trasgressivi del Pliocene medio-superiore e Pleistocene inferiore sul versante jonico della Sila secondo Roda (1967 b).
— Distribution of Middle-Upper Pliocene and Lower Pleistocene transgressive sediments on the ionian Sila slope according to Roda (1967 b).

Fig. 177 — Distribuzione areale dello zircone alluvionale in Calabria secondo Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 b).
— Areal distribution of alluvial zircon in Calabria according to Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 b).

Fig. 178 — Distribuzione areale della monazite alluvionale in Calabria secondo Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 b).
— Areal distribution of alluvial monazite in Calabria according to Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 b).

Fig. 179 — Tipi di possibili concentrazioni di minerali pesanti alla base dei depositi marini costieri in Calabria secondo Brondi, Ferretti, Masperoni, Anselmi & Benvegnù (1971).
— Possible heavy minerals concentration types underneath marine coastal deposit in Calabria according to Brondi, Ferretti, Masperoni, Anselmi & Benvegnù (1971).

Fig. 180 — Distribuzione dello zircone alluvionale nella Sila centrale secondo Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 b).
— Distribution of alluvial zircon in central Sila according to Brondi, Ferretti, Anselmi & Benvegnù (1972 b).

FIG. 181 — Distribuzione della monazite alluvionale nell'alta valle del Crati secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).
— Distribution of alluvial monazite in the upper Crati valley according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

FIG. 182 — Distribuzione dello zircone alluvionale nell'alta valle del Crati secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).
— Distribution of alluvial zircon in the upper Crati valley according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

FIG. 183 — Distribuzione della monazite alluvionale nei bacini dell'Angìtola, Mésima e Marepòtamo secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).
— Distribution of alluvial monazite in the Angitola, Mesima and Marepotamo rivers basins according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

FIG. 184 — Distribuzione dello zircone alluvionale nei bacini dell'Angìtola, Mésima e Marepòtamo secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).
— Distribution of alluvial zircon in the Angitola, Mesima and Marepotamo rivers basins according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

FIG. 185 — Indizi di mineralizzazione nella Calabria meridionale sulla base della prospezione mineralogica alluvionale secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).
— Mineralization indications on the basis of alluvial mineralogical prospection according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

FIG. 186 — Distribuzione dello xenotimo alluvionale nella Sila centrale secondo BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).
— Distribution of alluvial xenotime in central Sila according to BRONDI, FERRETTI, ANSELMI & BENVEGNÙ (1972 b).

FIG. 187 — Distribuzione della monazite alluvionale a diverso abito morfologico secondo BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972).
— Distribution of alluvial monazite with different morphological habit according to BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972).

FIG. 188 — Distribuzione dello zircone alluvionale a diverso abito morfologico secondo BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972).
— Distribution of alluvial zircon with diffeient morphological habit according to BRONDI, FERRETTI & LOCARDI (1972).

FIGl 189 — Schema cronologico del quaternario calabrese secondo GUÉRÉMY (1972).
— Chronological scheme of Calabria Quaternary according to GUÉRÉMY (1972).

FIG. 190 — Schizzo delle principali deformazioni quaternarie secondo GUÉRÉMY (1972).
— Schetch map of main Pleistocene deformations according to GUÉRÉMY (1972).

FIG. 191 — I terrazzi marini del Crotonese secondo GUÉRÉMY (1972).
— Marine terraces of Crotone area according to GUÉRÉMY (1972).

FIG. 192 — Schizzo morfologico della fossa di Catanzaro secondo GUÉRÉMY (1972).
— Morphological sketch of Catanzaro trough according to GUÉRÉMY (1972).

FIG. 193 — Schizzo morfologico dell'estremità meridionale della Catena Costiera secondo GUÉRÉMY (1972).
— Morphological sketch of South end of the Coastal Chain according to GUÉRÉMY (1972).

FIG. 194 — Distribuzione dei sedimenti del Miocene medio e medio-superiore secondo BURTON (1971).
— Distribution of Middle and Middle-Upper Miocene sediments according to BURTON (1971).

FIG. 195 — Distribuzione delle evaporiti nel Bacino Balearico secondo HSUE (1972).
— Evaporite distribution in the Balearic Basin according to HSUE (1972).

FIG. 196 — Struttura della zona di Pietra dell'Avvoltoio secondo CORTESE (1895).
— Tectonic structure in the Pietra dell'Avvoltoio area according to CORTESE (1895).

FIG. 197 — I quattro livelli del Complesso Crotonide al margine nord del Bacino Crotonese secondo OGNIBEN (1955).
— The four Crotonide Complex levels at the North margin of Crotone Basin according to OGNIBEN (1955).

FIG. 198 — Profili geologici nella zona di Cariati secondo COTECCHIA (1963).
— Geological profiles in the Cariati area according to COTECCHIA (1963).

FIG. 199 — Profili geologici nella zona di Cariati secondo BONFIGLIO (1964 b).
— Geological profiles in the Cariati area according to BONFIGLIO (1964 b).

FIG. 200 — Carta geologica della zona di Cariati da RODA (1967 a).
— Geological map of Cariati area from RODA (1967 a).

FIG. 201 — Profili geologici nella zona di Scala Coeli secondo DI GRANDE (1968).
— Geological profiles in the Scala Coeli area according to DI GRANDE (1968).

FIG. 202 — Affioramenti delle A.S. del complesso Crotonide a Benestare, dalla Carta Geologica della Calabria al 25.000.
— « Argille scagliose » of the Crotonide Complex outcropping at Benestare according to 1:25.000 Calabria Geological Map.

FIG. 203 — Isosiste del terremoto del 23 Marzo 1638 secondo BARATTA (1901).
— Isoseistes of the March 23, 1638, earthquake according to BARATTA (1901).

FIG. 204 — Area interessata dal terremoto del 10 Novembre 1659 secondo BARATTA (1901).
— Area shaken by the November 10,1659, earthquake according to BARATTA (1901).

FIG. 205 — Area interessata dai terremoti del Febbraio-Marzo 1783 secondo BARATTA (1901).
— Areas shaken by the February-March 1783 earthquakes according to BARATTA (1901).

FIG. 206 — Aree interessate dai terremoti del 28 Novembre 1869 (Monteleone Calabro = Vibo Valentia) e del 5 ottobre 1870 (Cosenza) secondo BARATTA (1901).
— Areas shaken by the November 28, 1869, (Monteleone Calabro = Vibo Valentia) and October 5, 1870, (Cosenza) earthquakes according to BARATTA (1901).

FIG. 207 — Aree interessate dai terremoti del Febbraio-Luglio 1886 secondo BARATTA (1901).
— Areas shaken by the February-July 1886 earthquakes according to BARATTA (1901).

FIG. 208 — Isosiste del terremoto del 3 Dicembre 1887 secondo BARATTA (1901) dall'area epicentrale a quella ad intensità « leggera ».
— Isoseistes of the December 3, 1887, earthquake according to BARATTA (1901), from epicentral area to that with « weak » intensity.

FIG. 209 — Aree interessate dai terremoti dal Gennaio al Luglio 1892 secondo BARATTA (1901).
— Areas shaken by the January-July 1892 earthquakes according to BARATTA (1901).

FIG. 210 — Isosiste del terremoto del 16 Novembre 1894 secondo BARATTA (1901).
— Isoseistes of the November 16, 1894, earthquake according to BARATTA (1901).

FIG. 211 — Area interessata dal terremoto del 12 Febbraio 1897 secondo BARATTA (1901).
— Area shaken by the February 12, 1897, earthquake according to BARATTA (1901).

FIG. 212 — Aree italiane interessate dal terremoto del 28 Maggio 1897 (Grecia, Italia meridionale, Malta) secondo BARATTA (1901).
— Italian areas shaken by the May 28, 1897, earthquake (Greece, Southern Italy, Malta) according to BARATTA (1901).

FIG. 213 — Riassunto dei principali terremoti calabresi secondo BARATTA (1901).
— Summary of the greatest Calabria earthquakes according to BARATTA (1901).

FIG. 214 — Elementi strutturali del Mediterraneo secondo GLANGEAUD (1956), modificato.
— Structural elements of Mediterranean area according to GLANGEAUD (1956), with minor changes.

FIG. 215 — Ipotesi dell'origine orientale della Sila allo stato probabile nel Cretaceo inferiore secondo GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961).
— Hypothesis of eastern origin of the Sila, in probable Lower Cretaceous conditions according to GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961).

FIG. 216 — Ipotesi dell'origine occidentale della Sila allo stato probabile alla fine del Cretaceo secondo GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961).
— Hypothesis of western origin of the Sila in probable late Cretaceous conditions according to GRANDJACQUET, GLANGEAUD, DUBOIS & CAIRE (1961).

FIG. 217 — Schema strutturale del passaggio Appennini-Calabria e riconoscimento del gradiente termico nella falda delle filladi paleozoiche calabresi secondo DUBOIS (1969 b).
— Structural scheme of Apennine-Calabria junction area and recognition of thermal gradient in the Paleozoic phyllitic nappe of Calabria according to DUBOIS (1969 b).

FIG. 218 — Le finestre appenniniche sotto il Paleozoico calabrese e la copertura sedimentaria delle falde calabresi secondo DUBOIS (1970).
— Apenninic windows below the Paleozoic Calabrese terrains, and the sedimentary cover of the Calabrese nappes according to DUBOIS (1970).

FIG. 219 — Le due subfacies a glaucofane della Calabria nel diagramma pressione-temperatura secondo DUBOIS (1970).
— The two glaucophane-schists subfacies of Calabria in a pressure-temperature diagram according to DUBOIS (1970).

FIG. 220 — La falda della Sila e le scaglie frontali tardive secondo DUBOIS (1970).
— The Sila nappe and the late frontal overthrust scales according to DUBOIS (1970).

FIG. 221 — Carta morfologica dell'Aspromonte secondo LEMBKE (1931).
— Morphological map of Aspromonte according to LEMBKE (1931).

FIG. 222 — Schizzo geologico dell'Aspromonte secondo LEMBKE (1931).
— Geological schetch of Aspromonte according to LEMBKE (1931).

FIG. 223 — Ricostruzione dei piani dell'Aspromonte secondo LUCINI (1965).
— Reconstruction of the Aspromonte plains according to LUCINI (1965).

FIG. 224 — Le fasi principali della formazione del Bacino del Mèrcure secondo BOUSQUET & GUÉRÉMY (1968).
— Main phases of the Mercure Basin origin according to BOUSQUET & GUÉRÉMY (1968).

FIG. 225 — Allineamenti strutturali nelle filladi secondo BURTON (1971).
— Structural trends in phyllites according to BURTON (1971).

FIG. 226 — Allineamenti strutturali negli scisti biotitici e gneiss secondo BURTON (1971).
— Structural trends in biotite schists and in gneisses according to BURTON (1971).

FIG. 227 — Allineamenti strutturali negli scisti e gneiss di origine dinamometamorfica (= scisti bianchi) secondo BURTON (1971).
— Structural trends in dinamometamorphic schists and gneisses («white schists») according to BURTON (1971).

FIG. 228 — Allineamenti strutturali nelle rocce terziarie (= Complesso Postorogeno) secondo BURTON (1971).
— Structural trends in Tertiary rocks (= Postorogenic Complex) according to BURTON (1971).

FIG. 229 — Batimetria dell'arco calabro-siciliano secondo FINETTI & MORELLI (1972).
— Bathymetric map of Calabro-Sicilian are according to FINETTI & MORELLI (1972).

FIG. 230 — Anomalie di BOUGUER sul lato interno dell'arco calabro-siculo secondo MORELLI (1970).
— BOUGUER anomalies on the internal side of the Calabro-Sicilian arc according to MORELLI (1970).

FIG. 231 — Isobate della discontinuità MOHO secondo GIESE (1972) e relativi significati secondo OGNIBEN (1972 c).
— MOHO discontinuity isobathes according to GIESE (1972) and related significations according to OGNIBEN (1972 c).

FIG. 232 — Anomalie gravitative residuali sul lato interno dell'arco calabro-siculo secondo MORELLI (1970).
— Residual gravity anomalies on the internal side of Calabro-Sicilian arc according to MORELLI (1970).

FIG. 233 — Il campo di sollecitazione sismo-tettonico nel Mediterraneo secondo RITSEMA (1969).
— Seismo-tectonic stress field in Mediterranean area according to RITSEMA (1969).

FIG. 234 — Schema morfologico del Tirreno secondo SELLI (1970).
— Morphological scheme of Tyrrhenian Sea according to SELLI (1970).

FIG. 235 — I bacini peritirrenici di Paola e di Gioia da MORELLI (1970).
— Paola and Gioia perityrrhenian basins from MORELLI (1970).

FIG. 236 — Schema tettonico del Tirreno secondo SELLI (1970).
— Tectonic scheme of Tyrrhenian Sea according to SELLI (1970).

FIG. 237 — Schema della crosta terrestre nella piana batiale del Mar Tirreno secondo SELLI (1970).
— Scheme of the crust in bathyal plain of Tyrrhenian Sea according to SELLI (1970).

FIG. 238 — Interpretazione geologica di profilo sismico attraverso il Bacino di Gioia ed il Canyon di Strómboli secondo SELLI & FABBRI (1971).
— Geological interpretation of a seismic profile across the Gioia Basin and the Stromboli Canyon according to SELLI & FABBRI (1971).

FIG. 239 — Profilo sismico attraverso il bacino di Paola secondo FINETTI & MORELLI (1972).
— Seismic profile across the Paola Basin according to FINETTI & MORELLI (1972).

FIG. 240 — Profilo sismico attraverso il margine fagliato della Sicilia ad E di Capo Passero secondo FINETTI & MORELLI (1972).
— Seismic profile across the faulted margin of Sicily East of Cape Passero according to FINETTI & MORELLI (1972).

FIG. 241 — Profilo sismico nel Golfo di Taranto secondo FINETTI & MORELLI (1972).
— Seismic profile in the Gulf of Taranto according to FINETTI & MORELLI (1972).

FIG. 242 — Isocrone della sommità del Mesozoico (da profili sismici in millisecondi a doppio tragitto) secondo FINETTI & MORELLI (1972).
— Top of Mesozoic time-contours (from seismical profiles, in milliseconds of two way traveltime) according to FINETTI & MORELLI (1972).

FIG. 243 — Schema delle catene corrugate alpine nell'area mediterranea secondo OGNIBEN (1969, 1972 a).
— Scheme of Alpine folded belts in the Mediterranean area according to OGNIBEN (1969, 1972 a).

FIG. 244 — Le radici sialiche alpine (6, 2 km/sec) sottoposte alla zona simatica appenninica (7 km/sec) dalle Alpi Occidentali al Monferrato. Da GIESE, GUENTHER & REUTTER (1970), modificato secondo una schematizzazione geologica.
— Alpine sialic roots (6, 2 km/sec) overriden by the Apenninic simatic zone (7 km/sec) from Western Alps to Monferrato. From GIESE, GUENTHER & REUTTER (1970), modified by the present writer according to a geological schematism.

FIG. 245 — Distribuzione dei sedimenti calabriani secondo BURTON (1971).
— Distribution of Calabrian sediments according to BURTON (1971).

FIG. 246 — Gli elementi strutturali della fascia corrugata appenninica secondo OGNIBEN (1969; 1972 a).
— Structural elements of the Apenninic folded belt according to OGNIBEN (1969; 1972 a).

FIG. 247 — Carta delle anomalie di BOUGUER della Calabria secondo ZACCARA (1959).
— BOUGUER gravity anomalies map of Calabria according to ZACCARA (1959).

FIG. 248 — Sezione attraverso la Calabria settentrionale con le anomalie di BOUGUER, le anomalie magnetiche e gli ipocentri sismici secondo SEGRE (1961).
— Section across northern Calabria with BOUGUER gravity anomalies, magnetic anomalies and seismic foci according to SEGRE (1961).

FIG. 249 — Sezione geologica interpretativa del profilo sismico (v. fig. 239) attraverso il Bacino di Paola ed il Vulcano Marsili secondo FINETTI, MORELLI & ZARUDZKI (1970).
— Interpretative geological section of the seismic profile (see fig. 239) across the Paola Basin and Marsili Volcano according to FINETTI, MORELLI & ZARUDZKI (1970).

FIG. 250 — Profilo sismico a rifrazione profonda in Calabria secondo SCARASCIA & COLOMBI (1972).
— Deep seismic refraction profile in Calabria according to SCARASCIA & COLOMBI (1972).

FIG. 251 — Continuità dei corrugamenti alpini mediterranei a Gibilterra secondo DURAND DELGA (1972).
— Continuity at Gibraltar of the Mediterranean Alpine folded belts according to DURAND DELGA (1972).

FIG. 252 — Profilo schematico attraverso le Alpi Occidentali secondo CARRARO, DAL PIAZ & SACCHI (1970).
— Schematic profile across the Western Alps according to CARRARO, DAL PIAZ & SACCHI (1970).

FIG. 253 — Sezione verticale fra Etna e Vesuvio da CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1970), con modificazioni.
— Vertical section through Aetna and Vesuvius, from CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1970), with modifications.

FIG. 254 — Sismi profondi nel Tirreno secondo PETERSCHMITT (1972).
— Deeps seismic foci in Tyrrhenian area according to PETERSCHMITT (1972).

FIG. 255 — Superficie anomala di subduzione della crosta continentale ionica al di sotto della crosta oceanica tirrena secondo CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1972).
— Anomalous subduction zone of Ionian continental crust below Tyrrhenian oceanic crust according to CAPUTO, PANZA & POSTPISCHL (1972).

FIG. 256 — Sezione Etna-Vesuvio secondo SCHICK (1972) comprendente gli ipocentri entro una fascia di 80 km, con cerchi di larghezza corrispondente al volume sismico massimo.
— Aetna-Vesuvius section according to SCHICK (1972), comprising seismic foci within a zone 80 km wide; circles of foci with diameter corresponding to maximum seismic volume.

FIG. 257 — Meccanismi focali dei terremoti nell'Italia Meridionale secondo SCHICK (1972).
— Focal mechanisms in seisms of Southern Italy according to SCHICK (1972).

FIG. 258 — Schema tipico di subduzione di crosta oceanica sotto crosta continentale con sviluppo del piano di BENIOFF secondo MATSUDA & UYEDA (1971), modificato.
— Typical subduction scheme of oceanic crust under continental one with development of the BENIOFF plane according to MATSUDA & UYEDA (1971), with modifications.

UN VOLUME DELLA REVUE DE MICROPALEONTOLOGIE IN MEMORIA DI JEAN CUVILLIER

Il fascicolo nº 5 del volume 14 della « Revue de Micropaléontologie », diretta da Madeleine NEUMANN, è un numero speciale della rivista dedicato alla memoria di Jean CUVILLIER, l'insigne micropaleontologo e geologo francese scomparso, ancora in piena attività scientifica, il 20 settembre 1969. A tale libro memoriale, che la « Revue » ha voluto dedicare al suo fondatore quale ultimo omaggio scientifico, hanno partecipato, con loro lavori originali, numerosi specialisti di diversi Paesi, molti dei quali furono colleghi o allievi di J. CUVILLIER. Ne è scaturito un volume di notevole interesse, che tocca svariati temi di larga attualità.

Apre la lista degli articoli una rievocazione della figura e dell'opera di J. CUVILLIER, scritta da M. DURAND DELGA & G. MILLOT; in essa vengono messe in chiara evidenza le qualità umane del Maestro scomparso e il suo carattere fondamentale di innovatore della micropaleontologia moderna.

Fanno seguito 13 lavori scientifici. Nel primo, P. BRÖNNIMANN, L. ZANINETTI, F. BOZORGNIA, G. R. DASHTI & A. MOSHTAGHIAN descrivono la litostratigrafia e i Foraminiferi della « Naiband Formation » del Trias superiore dell'Iran, introducendo la nuova famiglia di Foraminiferi porcellanacei delle *Milioliporidae*, caratterizzata da un guscio porcellanaceo perforato.

Nell'articolo successivo, M. B. CITA descrive e discute i dati relativi alla biostratigrafia, cronostratigrafia e paleoecologia del Pliocene di Capo Verde (Nord Atlantico), carotato nel corso del sondaggio DSDP 12; la serie pliocenica, di spessore estremamente ridotto (13,6 m), presenta una variazione rapida di ambienti sedimentari con una successione condensata, ma completa, di avvenimenti biostratigrafici. In appendice appaiono delle riflessioni tassonomiche su 6 importanti specie di Foraminiferi planctonici.

Nel terzo articolo, A. DIZER puntualizza la micropaleontologia e la stratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nel bacino di Nord-Est della Turchia, sulla base di un numero notevole di serie stratigrafiche.

Segue il lavoro di G. COLOM, nel quale vengono studiati i rapporti tra variabilità e stabilità dei caratteri morfologici delle *Peneroplinae* dall'Eocene ad oggi, giungendo alla conclusione che il notevole polimorfismo del gruppo è costante nel tempo.

N. GRÉKOFF presenta una serrata discussione, sulla base di alcuni esempi significativi, dei criteri finora usati per la scelta dei caratteri generici nella micropaleontologia degli Ostracodi.

K. POZARYSKA & S. LOCKER descrivono, nell'articolo successivo, gli organismi planctonici (Foraminiferi e Nannoplancton calcareo) dell'Eocene superiore della Polonia orientale, giungendo alla datazione precisa (zone a *Globigerapsis semiinvoluta* e a *Discoaster tani-nodifer*) delle « sabbie di Siemen ».

Nel lavoro che segue, O. L. BANDY prende in esame un brusco cambiamento nel senso di avvolgimento del guscio di *Globorotalia* (*Turborotalia*) *pachyderma;* questo importante evento permette di separare il Pleistocene preglaciale dal Pleistocene glaciale nella California meridionale.

Nell'articolo successivo, V. POKORNY istituisce un nuovo genere (*Cuvillierella jeani* n. gen. n. sp.) di Ostracode del Giurese superiore della Moravia meridionale, dedicandolo a J. CUVILLIER.

Segue un lavoro di P. A. DUPEUBLE, R. MATHIEU, I. MOMENI, A. POIGNANT, M. ROSSET-MOULINIER, A. ROUVILLOIS & M. UBALDO, nel quale viene presentata la distribuzione e la differente ripartizione, in funzione di vari fattori, dei Foraminiferi attuali lungo le coste francesi della Manica e del Mare del Nord.

Successivamente, P. BRÖNNIMANN, M. DURAND DELGA & G. GRANDJACQUET segnalano il ritrovamento, nel « Flysch galestrino » lucano, di un esemplare di *Protopeneroplis striata* insieme a Calpionelle neocomiane, e ne discutono la possibilità di una loro contemporaneità.

TAUGOURDEAU-LANTZ & P. DONZE descrivono, nel loro lavoro, una ricca associazione di vegetali continentali, d'acqua dolce e marini, con tre specie nuove; esse caratterizzano la fase regressiva del Berriasiano terminale della regione del Giura meridionale; di essa gli autori presentano una ricostruzione ambientale.

Fa seguito lo studio della ultrastruttura del guscio di *Nummulites planulatus* effettuato da parte di G. BIGNOT, A. BLONDEAU, F. DEPÊCHE & M. NEUMANN per mezzo del microscopio elettronico a scansione. Il lavoro è un esempio istruttivo di come l'uso del SEM sia particolarmente utile nello studio della morfologia dei macroforaminiferi.

Infine H. HAGN & W. OHMERT istituiscono, nell'ultimo articolo del numero speciale, il nuovo genere *Korobkovella*, per due specie di Foraminiferi dell'Eocene delle Prealpi bavaresi prima attribuite al gen. « *Truncatulina* ». Tali forme sono caratteristiche dei biotopi di acque basse della provincia faunistica mediterranea.

R. M.